ЭНЦИКЛОПЕДИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ МИРА



А. ОКЕАНИЯ

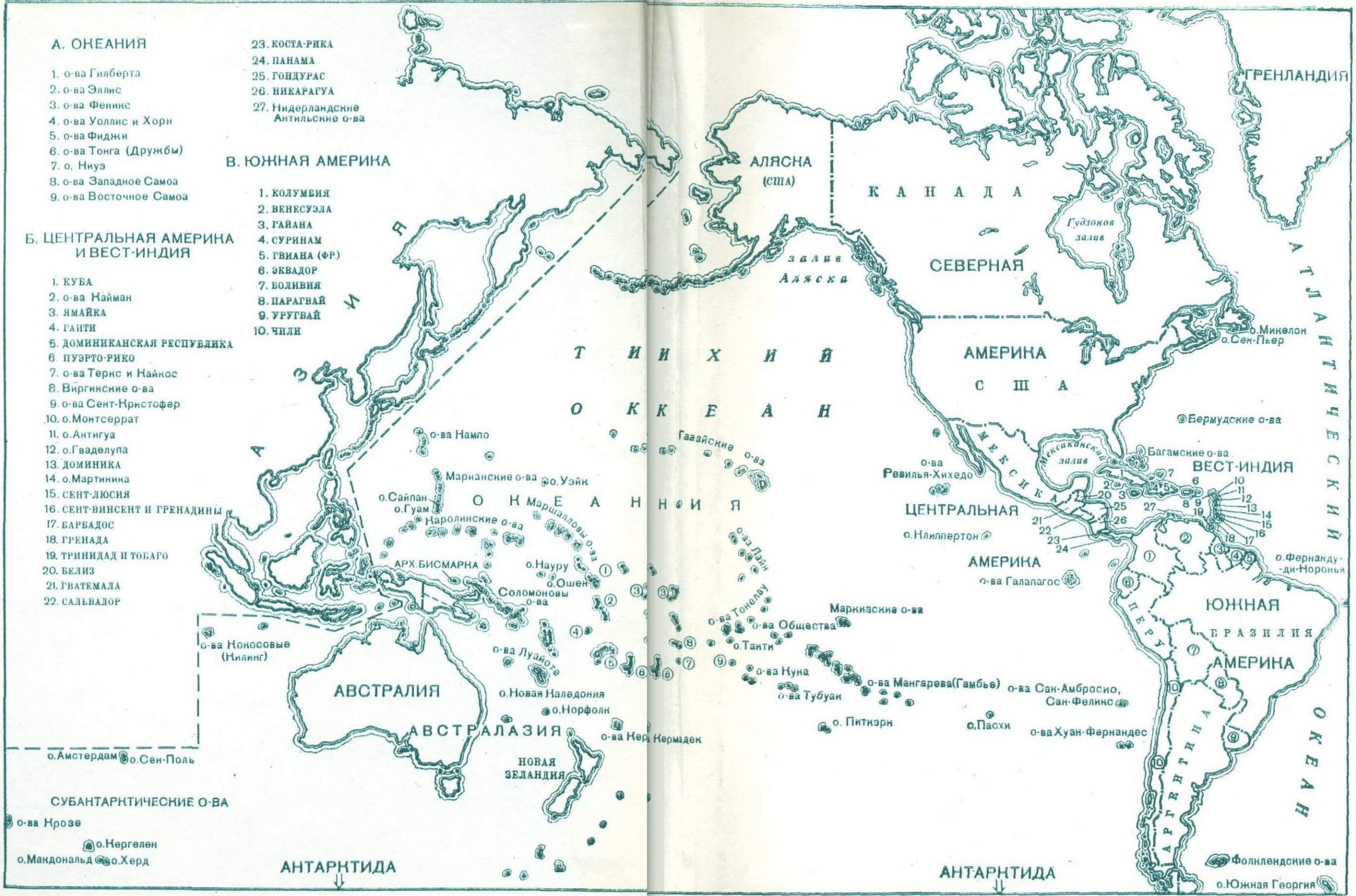
1. о-ва Гилберта
2. о-ва Эллис
3. о-ва Феникс
4. о-ва Уоллис и Хорн
5. о-ва Фиджи
6. о-ва Тонга (Дружбы)
7. о. Ниуэ
8. о-ва Западное Самоа
9. о-ва Восточное Самоа

Б. ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА И ВЕСТ-ИНДИЯ

1. КУБА
2. о-ва Кайман
3. ЯМАЙКА
4. ГАИТИ
5. ДОМИНИКАНСКАЯ РЕСПУБЛИКА
6. ПУЭРТО-РИКО
7. о-ва Теркс и Кайкос
8. Виргинские о-ва
9. о-ва Сент-Кристофер
10. о.Монтсеррат
11. о.Антигуа
12. о.Гваделупа
13. ДОМИНИКА
14. о.Мартиника
15. СЕНТ-ЛЮСИЯ
16. СЕНТ-ВИНСЕНТ И ГРЕНАДИНЫ
17. БАРБАДОС
18. ГРЕНАДА
19. ТРИНИДАД И ТОБАГО
20. БЕЛИЗ
21. ГВАТЕМАЛА
22. САЛЬВАДОР
23. КОСТА-РИКА
24. ПАНАМА
25. ГОНДУРАС
26. НИКАРАГУА
27. Нидерландские Антильские о-ва

В. ЮЖНАЯ АМЕРИКА

1. КОЛУМБИЯ
2. ВЕНЕСУЭЛА
3. ГАЙАНА
4. СУРИНАМ
5. ГВИАНА (ФР)
6. ЭКВАДОР
7. БОЛИВИЯ
8. ПАРАГВАЙ
9. УРУГВАЙ
10. ЧИЛИ



ЭНЦИКЛОПЕДИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ МИРА

ENCYCLOPEDIA OF EARTH SCIENCES, VOLUME VIII

THE ENCYCLOPEDIA OF WORLD REGIONAL GEOLOGY, part 1

WESTERN HEMISPHERE
(including Antarctica and Australia)

Edited by Rhodes W. Fairbridge
Professor of Geology Columbia University
1975

Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.
Stroudsburg, Pennsylvania

DISTRIBUTED BY
HALSTED PRESS
A DIVISION OF
JOHN WILEY AND SONS, INC.

ЭНЦИКЛОПЕДИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ МИРА

ЗАПАДНОЕ ПОЛУШАРИЕ

(включая Антарктиду и Австралию)

Под редакцией Р. У. Фейрбриджа

Перевод с английского С. С. Филатова

3353



ЛЕНИНГРАД
«НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1980



УДК 55 (1/9) (7/8 + 9) (03) (-03)

Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию)/Под ред. Р. У. Фейрбриджа: Пер. с англ. — Л.: Недра, 1980. — 511 с. — Пер. изд.: США, 1975.

Энциклопедия содержит более 100 статей, посвященных континентам, странам, отдельным регионам и островам. В них приведены сведения по физиографии, палеогеографии, геологическому строению (стратиграфии, тектонике, вулканизму), полезным ископаемым этих регионов. Всесторонне освещены не только развитые страны, но и малоизученные территории. Рассмотрены как континентальные, так и океанические структуры, а также минеральные ресурсы участков морского дна, прилегающих к описываемой территории суши.

Рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, географов и геохимиков.

Табл. 43, ил. 261, список лит. 1496 назв.

Copyright © 1975 by Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.

Э $\frac{20801-351}{043(01)-80}$ 17—80 1904040000

© Перевод на русский язык, Издательство «Недра», 1980

ОТ ПЕРЕВОДЧИКА

Советскому читателю предлагается перевод капитального труда — «Энциклопедии региональной геологии мира» (Западное полушарие) — под редакцией известного американского геолога Р. У. Фейрбриджа. Книга содержит более 100 статей, написанных 88 авторами — специалистами из Австралии, Англии, Бразилии, Нидерландов, Канады, Мексики, США, Новой Зеландии, ФРГ и ряда других стран.

В большинстве статей приведены сведения о геоморфологии, стратиграфии, тектонике, магматизме, вулканологии и полезным ископаемым тех или иных районов Западного полушария. В традициях американских геологов уделять большое внимание геоморфологии, поэтому значительное место отведено описанию геоморфологических особенностей регионов; детально рассматриваются различные типы рельефов. Стратиграфическая характеристика нередко сопровождается подробно изложенной историей геологического развития региона. Как правило, дается анализ тектонических процессов, сложные и дискуссионные вопросы зачастую рассматриваются не только в традиционном аспекте развития геосинклиналей, но и с позиций тектоники плит. В этой связи очень интересны приводимые в тексте модели строения тех или иных участков земной коры.

Для многих районов сделана попытка проанализировать связь процессов интрузивного магматизма и вулканизма, в ряде объектов рассмотрены вулканогенные структуры. Следует отметить также стремление авторов увязать распределение полезных ископаемых с интрузивным магматизмом и вулканизмом.

Авторы наряду с крупными и хорошо исследованными регионами серьезное внимание уделяют небольшим, малоизученным территориям. Это немаловажно и в значительной мере повышает ценность книги как справочного издания. Несомненной заслугой авторов является и то, что ими рассматриваются не только континентальные, но и океанические структуры, еще недостаточно освещенные в геологической литературе.

Энциклопедия, безусловно, представляет собой уникальную сводку по региональной геологии земного шара, подавляющее большинство статей которой написано на современном уровне геологических знаний. Весь материал объединен общей идеей, в этом несомненная заслуга редактора книги Р. У. Фейрбриджа.

Необходимость и своевременность появления такой сводки очевидна. Она, несомненно, вызовет большой интерес у советского читателя и послужит ценным пособием для самого широкого круга геологов, географов, геофизиков, геохимиков и других специалистов в области наук о Земле.

Структура книги по сравнению с американским изданием нами несколько изменена. Для удобства нахождения нужной информации и для того, чтобы подчеркнуть региональный характер издания, весь материал сгруппирован по крупным регионам (Австралазия, Австралия, Антарктида и т. д.), помещенным в алфавитном порядке. Внутри крупных регионов также сохраняется алфавитный порядок расположения статей.

Некоторые статьи снабжены подстрочными примечаниями, уточняющими либо дополняющими приведенную информацию. В ряде случаев геологические термины изменены согласно принятой в СССР терминологии без упоминания об этом в примечаниях. Названия географических объектов даны в соответствии с приводимыми на советских картах и атласах.

По согласованию с фирмой «Дауден, Хатчинсон и Росс, Инк.» (Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.) часть статей печатается с сокращениями, в первую очередь за счет разделов, не имеющих прямого отношения к геологии (детали истории изученности стран, особенности их административного деления и т. д.). Сокращен список литературы, при этом мы стремились сохранить в нем наиболее важные, новые и фундаментальные работы. От части карт, схем, разрезов и фотографий, которыми богато иллюстрирована книга, мы были вынуждены отказаться главным образом из-за их недостаточной информативности.

Научное редактирование перевода осуществляли:

В. С. Лазарев, зав. сектором ВНИГРИ, кандидат геол. минерал. наук (геотектоника, *геофизика, геологическое строение регионов*);

И. В. Рейнин, ст. науч. сотрудник ВНИГРИ, кандидат географ. наук (геоморфология; геология кайнозоя);

О. И. Супруненко, зав. сектором ВНИГРИ, кандидат геол. минерал. наук (морская геология, тектоника плит);

Л. Н. Шарпёнок, кандидат геол. минерал. наук, ВСЕГЕИ (магматизм, вопросы вулканологии, общее редактирование текста).

В процессе редактирования ценные советы и важные критические замечания были получены от сотрудников ВНИГРИ З. Е. Барановой, М. Н. Вавилова, Я. А. Драновского, *А. И. Кириченковой, Р. В. Королевой, Б. А. Лебедева, И. М. Штутина, а также от сотрудников* «Севморгео» Л. В. Федорова и К. Р. Беляева. Переводчик неоднократно пользовался консультациями сотрудника отдела научного анализа ВНИГРИ Е. И. Лебедевой. Вся техническая работа по переводу выполнена Т. О. Захаржевской. Всем упомянутым выше лицам переводчик приносит свою искреннюю признательность.

С. С. Филатов

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА К АМЕРИКАНСКОМУ ИЗДАНИЮ

В течение последних 10 лет редактор настоящей энциклопедии занимался подготовкой к печати однотомных книг, посвященных различным проблемам наук о Земле. Были опубликованы «Океанографическая энциклопедия» (1966 г.), «Геоморфологическая энциклопедия» (1968 г.) и др. Первоначально намечалась публикация 8 энциклопедий, но с течением времени тематика расширилась, в соответствии с чем некоторые тома пришлось разделить на две части. В связи с ростом интереса к публикуемой серии со стороны геологов, геофизиков, геохимиков, а также географов и экономистов было принято решение посвятить последующие публикации проблемам региональной геологии земного шара. Поэтому предлагаемый читателям VIII том «Энциклопедии региональной геологии мира» пришлось разделить на две части: Западное полушарие (ч. I) и Восточное (ч. II). Для более равномерного размещения материала Тихоокеанская провинция, Австралазия и Антарктида рассматриваются в ч. I.

Чем меньше размеры рассматриваемых регионов, тем более детально они описаны авторами. Казалось бы, с точки зрения формальной логики такая методика себя не оправдывает. Однако все дело в том, что мы хотели дать читателям необходимые сведения даже о самых малоизвестных или удаленных уголках земного шара. Ведь зачастую очень трудно найти какие-либо данные именно о таких географических подразделениях. Как оказалось, по некоторым географическим регионам мы располагаем весьма скудными материалами. Где, по вашему мнению, можно обнаружить новейшую информацию, касающуюся, например, Андорры, Албании, Чада, о. Рождества, Непала и т. д.?

Сведения о крупных странах достаточно обильно представлены в ряде региональных монографий, снабженных различными картами (геологическими, геотектоническими и полезных ископаемых), не говоря уже о богатой библиографии.

С другой стороны, существует много стран, геологическое строение которых хорошо изучено, но большинство данных на английском языке не опубликовано; зачастую мы располагаем только резюме к монографиям, написанным на языках соответствующих стран. Например, информация о геологии СССР, Монгольской Народной Республики или Китая представлена отнюдь не во всех библиотеках. Кроме того, многие специалисты не владеют французским или немецким языками, однако для многих регионов 99% специальной литературы опубликовано именно на этих языках. Благодаря же выходу в свет нашей энциклопедии геологи смогут прочесть на английском языке о Новой Каледонии, Мадагаскаре или Мали.

Читатели с критическим складом ума могут также обратить внимание на то, что разные разделы этой книги не являются совершенно «единообразными». Разумеется, они были отредактированы, тем не менее сохранен стиль изложения, присущий их авторам. В составлении энциклопедии участвовали многие ученые, и для каждого из них какие-то аспекты рассматриваемой проблемы представляли особый интерес. Нередко читатель встретится с выводами или примечаниями редактора. Следует иметь в виду, что редактор занимался геологическими исследованиями на шести континентах по меньшей мере в 50 странах. Поэтому естественно, что иногда он излагает свое мнение по рассматриваемому вопросу, однако, как правило, материал преподносится в соответствии с общепринятой точкой зрения.

В составлении энциклопедии принимали участие геологи буквально всего мира, а в ряде случаев нам удалось привлечь к плодотворному сотрудничеству ведущих специалистов той или иной страны. Некоторые статьи представляют собой краткое изложение обширных монографий, но многие написаны специально для настоящего издания. Однако, как бы ни подготавливались отдельные разделы, во всех случаях авторы преследовали одну цель: ознакомить читателя наиболее полно с интересующим его регионом. Разумеется, ни в одной статье вы не сможете найти исчерпывающие ответы на все вопросы, но мы надеемся, что сумели ответить хотя бы на основные. Если же читатель захочет знать больше, ему следует использовать литературные ссылки для более детального изучения проблемы.

Можно уверенно сказать, что последнее десятилетие войдет в историю геологии под знаменем тектоники плит. Эта теория произвела мощный переворот в методике и концепциях геологической науки, по-видимому не меньший по своему значению, чем дарвиновское «Происхождение видов». В течение целого столетия геологи терпеливо занимались картированием, кропотливыми сборами и анализом полевых материалов, а за последние 20 лет стремительные достижения морской геологии ознакомили нас со строением $^2/_3$ земного шара, о которых ранее почти ничего не было известно.

Благодаря палеомагнитным исследованиям удалось восстановить прежнее расположение континентов, а изучение магнитных аномалий Мирового океана привело к к обнаружению «магнитной полосчатости» океанической коры, что в совокупности с данными палеонтологии и геохронологии дало возможность конкретно установить время, место и скорости разрастания морского дна. Сейсмологи дополнили эти сведения, установив границы плит и положение современных зон субдукции. Сегодня геологи заняты энергичным поиском границ древних плит и зон субдукции, длительное время не проявлявших активности, а также следов прежних столкновений и соединений плит. Эти исследователи используют проверенные временем методы петрологии и структурной геологии, стратиграфии и палеонтологии, используя также и новые рабочие гипотезы, опираясь на которые, они оценивают имеющиеся в их распоряжении данные.

Идея о дрейфе плит, в общем, не нова. На эту тему высказывался еще Э. Зюсс в 80-х годах прошлого столетия, а в монографии «Исследование Китая» [1907] Б. Уиллис описал поддвигание Тихоокеанской плиты под Восточно-Азиатскую. В начале 90-х годов XIX в. Г. Шардт дал описание гравитационных оползней в Альпах, обусловленных столкновениями Африканского и Европейского материков. В период 1910—1930 гг. А. Вегенер и Э. Арган отстаивали идею дрейфа континентов. В то же время О. Ампферер, ранее возглавлявший Австрийское геологическое управление, охарактеризовал зону субдукции Альп, использовав, однако, для этой цели совершенно непроизносимый немецкий термин «зона заглатывания» (Verschlukungszone). Этот термин 20 лет спустя швейцарский геолог Амштутц заменил куда более благозвучным «зона субдукции» (Subduction zone). Но в правильность этих теоретических построений трудно было поверить, пока три сейсмолога Колумбийского университета — Дж. Оливер, Л. Сайкс и Б. Айзекс — не обследовали желоб Тонга в юго-западной части Тихого океана и не продемонстрировали, как Тихоокеанская плита поддвигается по «зоне Беньофа», чтобы расплавиться на глубинах около 700 км. Так была обнаружена современная, динамичная, зона субдукции.

На сегодняшний день в нашем распоряжении имеется крайне интересная информация о геологии земного шара. Испытанная и проверенная временем традиционная методика геологических исследований обогащается новыми геофизическими и геохимическими методами изучения. Короче говоря, мы располагаем ныне всеми необходимыми данными, чтобы составить полное представление о геологии земного шара в целом. Поэтому никогда раньше у человека не было необходимости столь детально заняться изучением геологических особенностей буквально каждого уголка нашей планеты. И предлагаемая энциклопедия должна внести свой посильный вклад в решение этой проблемы. Очень многие ученые, принявшие участие в создании энциклопедии, не являются сторонниками теории тектоники плит или, во всяком случае, не перестроили до сих пор свою фиксистскую психологию на новый мобилистский лад.

За последние 10 лет всем стало ясно, что материальные ресурсы Земли не беспредельны. Всего лишь 12 лет назад видный геолог-нефтяник с негодованием обрушился на редактора настоящей книги за высказывание (сделанное им на основании тщательных подсчетов общего объема осадочных пород земного шара) о том, что уменьшение глобальных ресурсов нефти приведет к введению строгих ограничений на пользование ею приблизительно в конце XX века. И вот уже в наши дни, когда этот печальный факт полностью осознан всеми, проблема сокращения нефтяных ресурсов, казавшихся когда-то неисчерпаемыми, ставит в тупик крупнейших деятелей мировой индустрии. Нефтепромышленники долгое время смотрели на мир, как на свою неисчерпаемую кладовую. Теперь же с каждым днем становится яснее, что все мы живем в одном мире — в мире, где большинство нефтяных структур уже разбурено и где многие шельфы лишены покрова осадочных пород.

На основе тектоники плит была разработана рабочая гипотеза природного фракционирования углеводородов. Процесс дрейфа плиты над мантийным диапиром либо над «горячей точкой» можно сравнить с действием горелки Бунзена в химической лаборатории. И эти открытия дают нам в руки еще один ключ для успешных поисков нефти! Субдукция океанических плит обусловливает также возможность многократной генерации огромных количеств металлических руд. Геологи-экономисты внезапно обнаружили существование любопытной связи между рудными месторождениями и офиолитовыми поясами, фиксирующими древние глубоководные желоба, а также с ореолами гранитных интрузий, образовавшихся, судя по всему, за счет магматических «корней». Нет никаких сомнений, что в наши дни геологи-теоретики, нефтяники, рудники, гидрогеологи и другие специалисты, в том числе и работающие по оказанию помощи развивающимся странам, ищут разрешения глобальных проблем геологии.

Получить информацию о той или иной территории для этого тома было значительно легче, чем для других томов выпущенной серии, при составлении которых приходилось считаться с самыми разнообразными как теоретическими, так и терминологическими особенностями. Композиция данной книги более проста, поскольку в основу ее построения положен региональный географический принцип. Для таких крупных стран, как США или Канада, в соответствии с их геолого-геоморфологическим районированием дан детальный анализ отдельных регионов. К последним отнесены, например, Аппалачский регион или Канадский щит. В отличие от этого описание Австралии дано по административному принципу, поскольку число австралийских штатов невелико и, кроме того, территория каждого из них, в общем, имеет свою геологическую специфику.

Разумеется, книга снабжена списками литературы, однако при составлении энциклопедии была использована такая масса информации, что в сами списки вошло все же ограниченное число источников. В случае, когда по конкретному региону имелась новая публикация, содержащая богатые списки литературы, авторы указывали ее в качестве основного источника информации. Если же такую работу обнаружить не удавалось, приходилось помещать более полные списки.

Естественно, что в этой книге, как и во всех других томах серии, приведен подробный предметный указатель. Разумеется, в указателе помещены отнюдь не все «города и веси», так как со всеми этими наименованиями можно познакомиться в любом географическом справочнике. Вместе с тем в указатель были внесены некоторые пункты, представляющие особый интерес: названия геологических формаций и известных тектонических структур (например, тиллит Дуайка, базальт Деккан, бассейн Параны, свод Цинциннати, древний красный песчаник и т. д.).

В большинстве стран все величины даны в метрической системе, хотя авторы зачастую и добавляли английские или американские эквиваленты. Для таблиц и карт использована общепринятая международная система сокращений стратиграфических подразделений. Хотя редактор книги в течение многих лет входит в состав Международной подкомиссии Объединения геологических наук, занимающейся составлением рекомендаций по вопросам стратиграфической классификации, далеко не всегда пытался придерживаться этой одобренной терминологии. Дело в том, что в разных частях земного шара не всегда правильно используют понятия «система», «серия» и «формация». И, разумеется, времени, которое было отведено на редактирование этого внушительного тома, было недостаточно для приведения материала в полный порядок. Результаты работы подкомиссии были представлены Международному геологическому конгрессу в Монреале только в 1972 г. И должно пройти какое-то время, прежде чем ученый мир пойдет в ногу с принятыми изменениями. Обобщенное изложение предложений, представленных на конгрессе, подготовлено к публикации Г. Д. Гедбергом, и с ним можно ознакомиться в журнале «Lethaia» (1972, т. 5, с. 283—295).

Как и при составлении любой монографии, большую трудность представляют литературные ссылки и сокращение журнальных наименований. Разумеется, Международная ассоциация стандартов опубликовала целый ряд рекомендаций по этому вопросу, однако создается впечатление, что большинство издателей не имеют о них ни малейшего представления, так что многочисленные специалисты со всего земного шара, принявшие участие в составлении энциклопедии, использовали самые разнообразные сокращения. Как правило, редколлегия старалась придерживаться общепризнанной международной системы расположения ссылок в алфавитном порядке, где за фамилией автора следует дата, название статьи, наименование журнала, номер тома и страницы.

Один из наших сотрудников — Дж. Дж. Хоули, помогавший редактору при подготовке настоящего издания, напомнил мудрое высказывание С. Джонсона, составителя первой энциклопедии английского языка, что люди нуждаются в энциклопедиях не столько для того, чтобы познать что-то новое, а чтобы припомнить старое. Тем самым может оказаться, что ознакомление с рядом статей будет полезным не само по себе, а благодаря приведенным литературным ссылкам. В любом случае самые современные данные с течением времени оказываются устаревшими, в то время как ссылки на источники всегда помогут извлечь какую-то ценную информацию.

Следует указать, что публикация таких специализированных энциклопедий, как эта, экономически не выгодна издательствам. Выпуск их в свет скорее следует расценивать как выражение доброй воли по отношению к геологической науке. Без сомнения, наша энциклопедия никогда не была бы опубликована, если бы не самоотвер-

женный, безвозмездный вклад в ее создание со стороны многочисленных специалистов. В ряде случаев национальное геологическое управление, геологическая служба штата или университет не могли оплатить стоимость вычерчивания карт и диаграмм. Иногда расходы брал на себя редактор, снабдивший это издание многочисленными иллюстрациями. Значительную часть расходов по перепечатке несли также издатель и редактор. Бо́льшая часть переводов с французского и немецкого языков выполнена редактором тома.

Многие лица оказали редакции весьма существенную помощь: одни из них просмотрели рукописи и сделали ценные критические замечания, другие рекомендовали авторов, третьи прислали копии интересующих нас работ и иллюстративный материал и т. д. Особо хотелось бы упомянуть У. Д. Брюкнера (Ньюфаундленд), Г. А. Барка (Принстон), Дж. Г. Хроника (Баулдер, Колорадо), Р. У. Деккера (Ганновер, Нью-Гемпшир), Т. У. Доннелли (Бингемптон), Д. Грина (острова Фиджи), Э. Кьеллосвиг-Уэринга (Чикаго), Р. Л. Ларсона (Палисадс, Нью-Йорк), А. Р. Лилли (Новая Зеландия), А. Лаури (Чесапик-Бич, Мэриленд), В. Т. Мальфэ (Корваллис, Орегон), Р. Ф. Шмальца (Юниверсити-Парк, Пенсильвания), Г. К. Шмидта (Принстон), Дж. К. Скофилда (Новая Зеландия), Ф. Шаффера (Бразилия) и Л. Л. Слосса (Ивенстон, Иллинойс).

Редколлегия выражает глубокое сожаление в связи с кончиной двух постоянных сотрудников — выдающихся геологов и старых друзей Армина Дж. Ирдли и Горацио Дж. Харрингтона.

Родс У. Фейрбридж

АВТОРЫ

Ж. Авэ (Франция), **М. М. Андерсон** (Канада), **П. Дж. Баррет** (Австралия), **Ж. Ж. Бигарелла** (Бразилия), **Р. Э. Бойер** (США), **М. М. Болл** (США), **Я. Бондан** (Дания), **С. Бонис** (Гватемала), **Д. А. Браун** (Австралия), **Г. К. Броувер** (Нидерланды), **М. Р. Бэнкс** (Австралия), **Ж. Бюттерлен** (Франция), **Г. Л. Вачер** (Бермудские острова), **Р. Вейль** (ФРГ), **Дж. Дж. Виверс** (Австралия), **В. А. Виссер** (Нидерланды), **Х. Габриэльс** (Канада), **К. Г. А. Гаррисон** (США), **Э. Д. Гилл** (Австралия), **А. Гонор** (Франция), **Ф. Гонсалес-Бонорино** (Аргентина), **М. Горини** (США), **Г. У. Д'Аддарио** (Австралия), **И. У. Д. Далзиел** (США), **Дж. У. Дархем** (США), **Г. Денго** (Гватемала), **У. Ф. Дженкс** (США), **Р. Х. Дотт**, мл. (США), **А. Дж. Ирдли** (США), **Д. Э. Кариг** (США), **К. Дж. Кемпбелл** (Англия), **Р. Кёстер** (ФРГ), **Ф. Б. Кинг** (США), **Т. Г. Кларк** (Канада), **П. Дж. Коулмен** (Австралия), **Р. Л. Кристи** (Канада), **Л. Кроок** (Суринам), **Э. Л. Лагн** (США), **Э. Лёффлер** (Австралия), **Г. Х. Лохманн** (ФРГ), **А. Р. Макбирни** (США), **Ф. Т. Маккензи** (США), **Р. Б. Макконнелл** (Англия), **Э. У. Маунтджой** (Канада), **Дж. Д. Мейтер** (Англия), **Ф. Э. Плейфорд** (Австралия), **У. Г. Пул** (Канада), **Х. Путцер** (ФРГ), **Г. Пэкхем** (Австралия), **Ф. Ф. Райт** (США), **У. Дж. Ри** (Англия), **М. Дж. Рикард** (Австралия), **Г. Г. Ричардс** (США), **Э. Робинсон** (Ямайка), **П. Родда** (Фиджи), **У. М. Рэйд** (США), **А. Сальвадор** (США), **Э. Дж. Сирл** (Новая Зеландия), **Дж. К. Скофилд** (Новая Зеландия), **Э. Стамп** (США), **Ч. Р. Стелк** (Канада), **Г. Р. Стивенс** (Новая Зеландия), **К. У. Стирн** (Канада), **Г. Т. Стирнс** (США), **К. Г. Стокуэлл** (Канада), **Р. Х. Стюарт** (Панама), **А. Сугимура** (Япония), **В. Сэнфорд** (Канада), **Я. Терасма** (Канада), **Х. К. М. Тэрнер** (Аргентина), **Дж. Д. Уивер** (Пуэрто-Рико), **Л. Уилсон** (США), **К. Уиндер** (Канада), **Р. И. Уоллес** (США), **А. Дж. Уорден** (Австралия), **Дж. М. Уэллер** (США), **Р. У. Фейрбридж** (США), **Л. К. Финк**, мл. (США), **Дж. Б. Фирмен** (Австралия), **Дж. П. Фицсиммонс** (США), **Г. Дж. Харрингтон** (Аргентина), **Д. Хилл** (Австралия), **З. де Черна** (Мексика), **Ж.-П. Шевалье** (Франция), **Э. Шейбнер** (Австралия), **Ф. Р. Штибане** (ФРГ), **Б. Шубер** (Франция), **Р. Н. Янг** (Англия)

АВСТРАЛАЗИЯ

Австралазией обычно называют регион в Тихом океане, включающий Австралию, Новую Зеландию, острова Меланезии, в том числе Новую Гвинею, объединяемые общей историей геологического развития, которая началась с формирования архейского ядра Австралии (*Западно-Австралийского щита*). В *геологической истории* Австралазии выделяются семь орогенических циклов, которые привели к кратонизации и платформенному развитию региона (рис. 1). В протерозое неоднократно проявлялись процессы раздробления и консолидации земной коры, сопровождавшиеся перемещением формирующихся орогенических поясов в северо-восточном направлении. *Эта миграция завершилась образованием в мезозое и* кайнозое островных комплексов Новой Гвинеи, Соломоновых островов, Новых Гебрид, Фиджи, Новой Каледонии и Новой Зеландии.

Формирование их (рис. 2), — по-видимому, результат миграции в северо-восточном направлении Австралийской жесткой плиты от Австралийско-Антарктической зоны *«срединно-океанического спрединга»*.

Эволюция Австралийского кратона

Размещение главных орогенических провинций и платформенных бассейнов на территории Австралийского континента детально описано в статье об Австралии. Взаимоотношения между основными структурными элементами Австралазии показаны на рис. 1.

Архейские метаморфические комплексы слагают древнее ядро Австралийского материка, которое обнажается в провинциях Йилгарн и Пилбара Западной Австралии. В остальных районах архейские породы распознаются только в составе фундамента более молодых орогенических поясов (например, комплекс Рам-Джангл). В пределах гранитно-метаморфического комплекса выделяются удлиненные геосинклинальные прогибы, выполненные главным образом *зеленокаменными породами.* *

По радиологическим данным установлены два этапа метаморфизма пород и внедрения гранитных интрузий (первый — 3050—2900 и второй — 2700—2600 млн. лет назад), за которыми последовало формирование дайкового комплекса основного состава (около 2400 млн. лет назад). Разрыв блоков Йилгарн и Пилбара обусловил заложение *крупного подвижного пояса широтного простирания.*

Как установлено в районе Хамерсли—Наллагайн, 2200 млн. лет назад на архейском фундаменте началось формирование осадочно-вулканогенного комплекса, образовавшего древнейший платформенный чехол Австралии. Расположенные северо-восточнее более подвижные пояса, заключенные между жесткими блоками фундамента, сформировались на месте трогов, выполненных оса-

---

* На древней Австралийской платформе широко развиты так называемые зеленокаменные пояса, время заложения, эволюции и закрытия которых отвечает позднеархейскому этапу развития щита. Начало этапа (около 2900 млн. лет назад) знаменуется раздроблением и растяжением гранито-гнейсового фундамента в отдельных ослабленных зонах с образованием грабенов, трогов (своеобразных проторифтов), в которых происходило накопление зеленокаменных серий [Рошкован Г. Р., Моралев В. М., 1978 г.]. — *Прим. пер.*

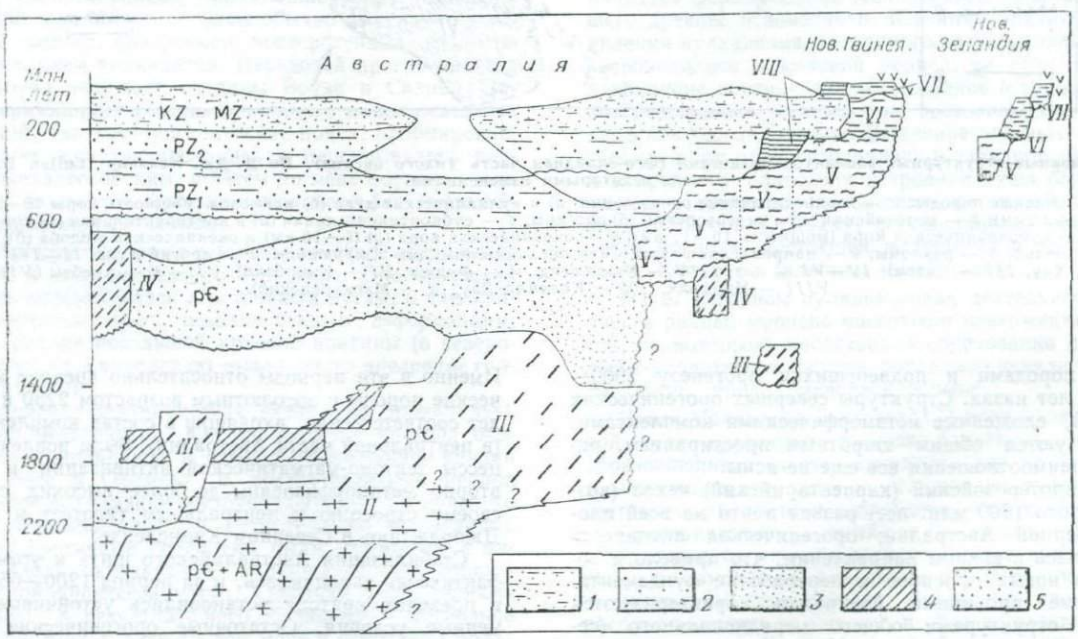


Рис. 1. **Генерализованная схема тектонического развития Австралазии. Модифицирована по данным Геологического общества Австралии [1971].**

Отложения платформенного чехла: *1* — мезозойско-кайнозойские; *2* — нижне- и верхнепалеозойские; *3* — аделаидские; *4* — карпентарийские; *5* — наллагайнские. *Тектонические элементы орогенических поясов*: *I—III* — метаморфические комплексы провинций Австралии (*I* — западных, *II* — северных, *III* — центральных); *IV—VI* — орогены (*IV* — позднедокембрийские, *V* — палеозойский, Тасманский, *VI* — мезозойский); *VII* — горноскладчатые сооружения и вулканические дуги кайнозоя; *VIII* — краевые прогибы.

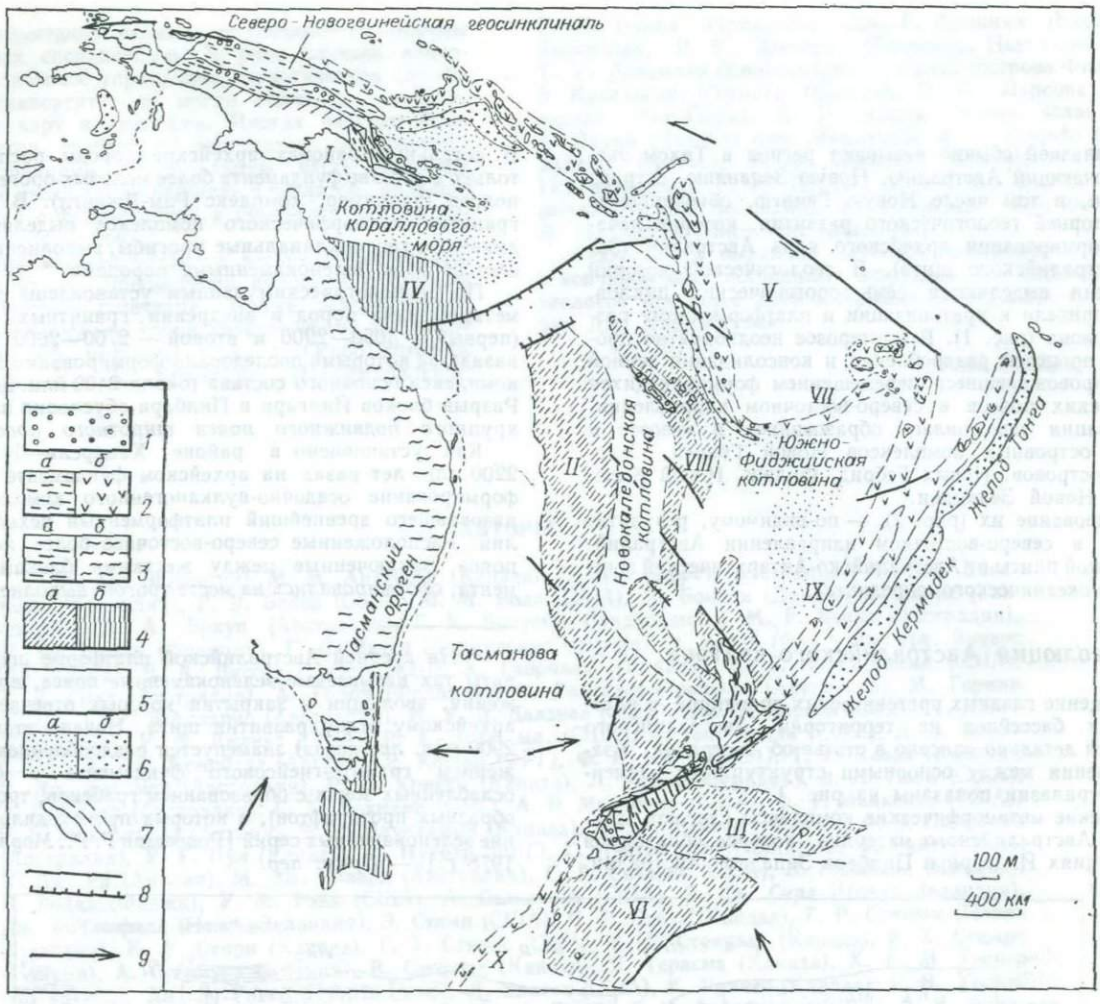


Рис. 2. Основные структурные элементы Меланезии (юго-западная часть Тихого океана). По Д. Дж. Каллену [Cullen D. J., 1970], с некоторыми изменениями.

1 — ультраосновные породы; *2* — горноскладчатые сооружения (*а*) и вулканические дуги (*б*) кайнозоя (мощность коры 20—25, в районе хр. Маккуори 10 км); *3* — мезозойский (*а*) и палеозойский (*б*) орогены; *4* — субконтинентальная (*а*) и континентальная (*б*) кора (мощность >15 км); *5* — субокеаническая кора (мощность 10—15 км); *6* — океаническая кора (*а*) (5—10 км) и океанические желоба (*б*); *7* — континентальный шельф; *8* — разломы; *9* — направление разрастания океанического дна. *Структуры: I* — прогиб Ауре; *II—III* — поднятия (*II* — Лорд-Хау, *III* — Чатем); *IV—VI* — плато (*IV* — Квинсленд, *V* — Фиджи, *VI* — Кэмпбелл); *VII—X* — хребты (*VII* — Хантер, *VIII* — Норфолк, *IX* — Колвилл-Лау, *X* — Маскаренский).

дочными породами и подвергшихся орогенезу 1900—1700 млн. лет назад. Структуры северных орогенических провинций, сложенные метаморфическими комплексами, характеризуются общим широтным простиранием, однако их взаимоотношения все еще не ясны.

Позднепротерозойский (карпентарийский) чехол (возраст которого 1800 млн. лет) развит почти на всей площади Северной Австралии; орогеническая активность переместилась в южном направлении, что привело к образованию новых прогибов и переработке фундамента. Центральные провинции Австралии характеризуются сложными структурами общего меридионального (северо-восточного) простирания. Установленные здесь тектонические движения разновременны. Их проявления, судя по радиологическим данным, отвечают временно́му диапазону 1900—1000 млн. лет и могут быть сгруппированы в четыре основных этапа, имевших место 1900—1700, 1550—1500, 1400—1350 и 1100—950 млн. лет назад. Именно в эти периоды относительно древние метаморфические породы с абсолютным возрастом 2250 и 1800 млн. лет соответственно, входящие в состав комплекса Аранта (в центральной части Австралии), были вовлечены в процессы тектоно-магматической активизации и были повторно метаморфизованы до более высоких стадий. По своему строению к центральным тяготеет и провинция Джорджтаун в Северном Квинсленде.

Стабилизация Австралийского щита к этому времени фактически закончилась, и за период 1200—650 млн. лет в пределах кратона установились устойчивые платформенные условия. Остаточные орогенические движения были ограничены небольшими участками в Западной Австралии и на о. Тасмания.

В течение палеозоя Тасманская геосинклиналь общего меридионального простирания развивалась в виде отдельных относительно прямолинейных трогов, протянувшихся вдоль восточной границы кратона. Платформенная

седиментация продолжалась на территории самого кратона, в то время как возобновление тектонической деятельности привело к формированию широко распространенных платобазальтов Антрим, а также к разрывам и короблению западной краевой части кратона с образованием впадины Каннинг, а позднее — впадин Карнарвон и Перт. Авлакоген Амадиес и северная часть впадины Оффисер развивались как глубокие прогибы, заложенные по древним ослабленным зонам и связывающие Тасманскую ортогеосинклиналь с бассейнами, расположенными западнее.

Кратон испытывал также влияние интенсивных движений в сопредельном орогеническом поясе, вследствие чего после девона осадконакопление было прервано. Оно возобновилось в перми и привело к формированию континентальных и гляцигенных отложений в южной части кратона. Накопление мезозойских осадков происходило в новообразованных слабо прогнутых обширных депрессиях.

В пределах Тасманской геосинклинали под воздействием орогенических движений, перемещавшихся в северо-восточном направлении, консолидировались следующие подвижные пояса: Канманту (деламирский орогенез, кембрий — ранний ордовик); Лаклан (тайенанский и бенамбранский орогенезы, ордовик; боунингский и табераббранский орогенезы, силур—девон); Ходжкинсон (канамбланский орогенез, ранний карбон); геосинклинали Новой Англии — Брисбейна (хантер-боуэнский орогенез, пермь). В результате образовалась сложная система хребтов и впадин. В пределах указанных выше поясов деформации проявлялись в общем довольно умеренно, способствуя образованию зон рассланцевания. На фоне сравнительно слабых изменений пород выделяются лишь отдельные участки, характеризующиеся более высокими стадиями регионального метаморфизма.

Серпентинитовые тела присутствуют только в пределах складчатых поясов Лаклан и Новой Англии; гранитные батолиты распространены значительно шире. Завершение каждой орогенической фазы обычно фиксируется отложением моласс, внедрением посторогенных гранитов и формированием вулканитов. Передовой прогиб орогена Хантер-Боуэн включает впадины Боуэн и Сидней. Западная периклиналь геосинклинального пояса оказалась погребенной, так как орогенические пояса, сформировавшиеся ранее, кратонизировались и перекрывались вначале верхнепалеозойским, а затем по мере формирования комплекса Большого Артезианского бассейна, мезозойским платформенным чехлом.

Окраины кратона также испытали заметное погружение в мезозое, в ходе разделения Гондваны. Орогеническая активность переместилась к островным дугам, а сам кратон подвергался лишь незначительным деформациям, причем в районе небольшой краевой впадины (в северо-восточной части Квинсленда) имело место внедрение гранитных интрузий.

Кайнозойская тектоническая активность проявлялась аналогично мезозойской. Южная окраина кратона оказалась деформированной в связи с образованием впадин Муррей, Басс и Оффисер. В позднетретичный период значительное воздымание восточной окраины Тасманского орогена сопровождалось многочисленными экструзиями базальтов. Третичные пенеплены были наклонены к западу, а вдоль океанической окраины орогена образовался крутой сбросовый уступ. Северная часть орогена погружалась, в результате чего образовалось подводное плато Квинсленд в Коралловом море и основание Большого Барьерного рифа (рис. 2). Эти эпейрогенические движения активизировали древние ослабленные зоны в пределах кратона, что обусловило формирование «сетчатой» системы взаимнопересекающихся линеаментов, оконтуривающих основные блоки.

Краткая характеристика тектонического развития Меланезии в мезозое и кайнозое

Начало палеозойской эры в истории геологического развития островов Меланезии представляет собой загадку. Реликты раннепалеозойского орогена обнаружены в Западном Ириане и в Новой Зеландии, а позднепалеозойско-мезозойский ороген (Маорийская геосинклиналь) может быть прослежен от Новой Зеландии через Новую Каледонию до Новой Гвинеи. Эти орогены образованы частично метаморфизованным основанием кайнозойского геосинклинального пояса, который в совокупности с активными в настоящее время вулканическими дугами фиксирует внешнюю границу Австралазийского региона (рис. 2).

Новая Зеландия. После обширной раннедевонской трансгрессии, захватившей область развития палеозойского основания, произошел перерыв в осадконакоплении, продлившийся вплоть до позднего карбона, когда начали накапливаться мощные геосинклинальные осадки. Прогибание региона смещалось в восточном направлении, к современной оси островодужной системы, по мере аккумуляции мощных пермских и нижнеюрских осадков. Складчатость и вулканизм основного состава в ранней перми сопровождались внедрением ультраосновных интрузий. Воздымание пермской вулканической дуги привело к смещению зоны осадконакопления на восток, в результате чего была сформирована Новозеландская геосинклиналь. Фации краевых и центральных частей этой геосинклинали могут быть прослежены в пределах всей Новой Зеландии, а также в Новой Каледонии.

Орогенез Рангитата начался в среднеюрскую эпоху извержениями базальтовых лав и внедрением ультраосновных интрузий, а в южной части орогенического пояса — метаморфизмом пород, в результате которого образовался комплекс кристаллических сланцев Хааст. В эту же эпоху началось формирование Альпийского разлома, нарушившего древнее основание о. Южного. Значительные проявления вулканизма, связанного со складкообразованием, возобновились в меловой период; за этим последовало накопление континентальных осадков в грабенах и в новообразованных мульдах на восточном борту Новозеландской геосинклинали. В течение позднего мела трансгрессия моря распространилась в западном направлении, и к среднему олигоцену островная суша была большей частью покрыта морем. Система трогов, образовавшихся на нестабильных блоках, способствовала росту мобильности региона, достигшей максимума в эпоху складчатости Каикоура (плиоцен—плейстоцен).

На о. Северном вулканическая деятельность проявилась в раннем миоцене массовыми извержениями андезитов, за которыми последовало образование игнимбритов дацит-риолитового состава, после чего начались излияния базальтов, продолжающиеся доныне.

Новая Каледония. В пределах Новокаледонской островной дуги граувакки триасово-раннеюрского возраста, образовавшиеся за счет денудации гор на западе, перекрыли основание острова, сложенное туфами кислого состава и аргиллитами девонского — пермского возраста.

Орогенические движения и проявления вулканизма с образованием пород основного состава привели к перерыву в накоплении осадочных пород вплоть до начала позднемеловой трансгрессии. Отложения краевых фаций распространились к востоку, в область развития океанических осадков. Кратковременный олигоценовый орогенез сопровождался надвиганиями пород в западном направлении, образованием вулканитов основного состава и внедрением крупных тел ультрабазитов. Затем миоценовые отложения трансгрессивно перекрыли эродированную поверхность орогена. Воздымание территории, продол-

жающееся до настоящего времени, не сопровождалось проявлениями вулканизма.

Новая Гвинея. Палеозойские метаморфические породы и гранодиориты встречены в Западном Ириане и в Центральном нагорье. Уже в перми эти породы образовали хребет, поднявшийся на внешней окраине Австралийского кратона. В течение мела он представлял собой, очевидно, вулканическую дугу, протягивающуюся к юго-востоку, в пределы хр. Оуэн-Стенли. От среднего до позднего миоцена подъем территории вдоль оси хребта сопровождался внедрением плутонов преимущественно кислого (до среднего) состава. Породы чехла, частично включающие мезозойские платформенные отложения, были надвинуты в южном направлении на более молодые. В результате подъема зона осадконакопления сместилась к югу, в краевой прогиб платформы. На юго-востоке, в прогибе Ауре, от олигоцена до плиоцена аккумулировались флишевые осадки.

Северная граница метаморфического комплекса, развитого в центральной провинции Новой Гвинеи, проходит по зоне разломов, вдоль которой в эоцене и олигоцене внедрились крупные тела ультрабазитов. С начала мелового периода океанические осадки отлагались на севере Новой Гвинеи; по мере воздымания осевой части хребта в позднем миоцене они перекрывались обломочными отложениями. Разрывные дислокации фундамента обусловили пологую складчатость в этой «северной геосинклинали Новой Гвинеи».

Современный значительный подъем и толеитовый (андезито-базальтовый) вулканизм привели к формированию вулканической дуги вдоль северо-восточного побережья Новой Гвинеи, которая продолжается через северную часть Новой Британии в восточном направлении.

Соломоновы острова. Мезозойское метаморфическое основание Соломоновых островов перекрывается доолигоценовыми андезитами и базальтами, на которых в свою очередь залегают осадки и рифовые известняки миоценового возраста, и мощными отложениями плиоцена в грабенах. На западе цепь активных вулканов сложена известково-щелочными андезитами, которые сменяются пикритовыми разновидностями в пределах островной группы Нью-Джорджия. К востоку от сдвиговой зоны, к которой приурочены позднеолигоценовые ультрабазиты о. Санта-Исабель, протянулась полоса развития базальтов, перекрытых в позднем мелу мощной толщей осадочных пород. На севере Новобританская островная дуга срезается северо-западным продолжением цепи Соломоновых островов, в том числе Новой Ирландией.

Новые Гебриды. Новогебридская островная дуга является юго-восточным продолжением пояса активного вулканизма Соломоновых островов и Новой Гвинеи. В пределах Новых Гебрид базальтовые вулканы расположены на плиоценовом осадочном основании (выполняющем грабены), которое в свою очередь перекрывает домиоценовые вулканиты андезитового состава и осадочные породы. Ультраосновные интрузии в южной части о. Пентекост, по-видимому, генетически связаны с таковыми Соломоновых островов.

Острова Фиджи. Прослеживающийся к востоку от Новых Гебрид подводный хребет служит основанием архипелага Фиджи. Здесь оно представлено метагравакками и толеитовыми вулканитами с многочисленными интрузиями габбро и диоритов, слагающими осевой хребет северо-восточного простирания, на котором развит ряд андезитовых вулканов. Вдоль того же хребта в плиоцен-плейстоцене протянулась цепь базальтовых вулканов. Так же как и на других островах, наиболее характерными тектоническими движениями здесь являются глыбовые. На островах Фиджи межвулкановые впадины и грабены заполнились вулканокластическим материалом.

Подводный хр. Колвилл-Лау и островная цепь Тонга являются продолжением внешней вулканической дуги архипелага Фиджи, соединяющей их с Новой Зеландией (рис. 2). Острова Лау сложены позднемиоценовыми андезитами и более молодыми оливиновыми базальтами, в то время как острова Тонга расположены на эоценовом осадочном основании, на котором с плейстоценовой эпохи формировались вулканиты базальтового и андезито-дацитового состава.

Структура океанического дна и эволюция системы островных дуг Меланезии

Геофизическими исследованиями в Тихом океане установлено, что известная гипотеза о «погрузившемся Австралазийском (Меланезийском) континенте» оказалась несостоятельной. В настоящее время отдают предпочтение концепции тектоники плит, включающей такие основные процессы, как образование расколов, вызванное растяжением коры, разрастание океанического дна и дрейф откололовшихся окраин кратона. Основные структурные элементы региона показаны на рис. 2.

Кора в районе подводных плато Кэмпбелл, Квинсленд и поднятия Лорд-Хау имеет мощность 17—30 км (иногда больше); таким образом, она является континентальной или субконтинентальной и, как полагают, сложена палеозойскими геосинклинальными породами. В основании хр. Норфолк кора несколько тоньше — от 15 до 20 км; предполагают, что этот хребет служит продолжением мезозойского орогена, протягивающегося от Новокаледонского к Новозеландскому хребту и далее вплоть до поднятия Чатем. Эта система хребтов отделяется от Новой Гвинеи котловиной Кораллового моря и серией рифтогенных прогибов.

Внешняя вулканическая дуга, протягивающаяся от Новой Британии до Новой Зеландии, характеризуется корой с мощностью 15—20 км; по-видимому, ее продолжением служит хр. Маккуори (с менее мощной, 10-километровой, корой), через который указанная дуга соединяется с Австралийско-Антарктическим срединно-океаническим хребтом. Эта дуга сопровождается глубоководными желобами и зонами сейсмической активности. В районе Западного Ириана обширная сейсмическая зона полого погружается на глубину около 200 км в южном направлении. Вдоль восточной части Новой Гвинеи отмечается более крутое (до вертикального) падение этой зоны; она погружается на север, под Новобританскую островную дугу.

Серия очагов глубокофокусных (до 500 км) землетрясений фиксирует сочленение указанных выше структур с дугой Соломоновых островов. Зона очагов мелкофокусных землетрясений связывает Новую Ирландию с Новой Гвинеей через котловину Новогвинейского моря. Очаги под Новыми Гебридами и Соломоновыми островами образуют вертикальную зону. Этот регион необычен также и тем, что здесь глубоководный желоб находится на внутренней стороне дуги.

Несмотря на то что подводный хр. Хантер служит связующим звеном между Соломоново-Новогебридской и Фиджи-Тонга-Кермадекской островными дугами, детали структурных соотношений этих дуг еще далеко не ясны. Вероятно, островодужная система Тонга-Кермадек смещается в западном направлении, к дуге Марианских островов по главному трансформному разлому, протягивающемуся вдоль желоба Витязь. Очаги глубокофокусных землетрясений (660 км) фиксируются под хр. Колвилл-Лау, среднефокусные (200 км) — под хр. Тонга-Кермадек; мелкофокусные очаги, приуроченные к желобу Витязь, образуют узкую сейсмическую зону, углы паде-

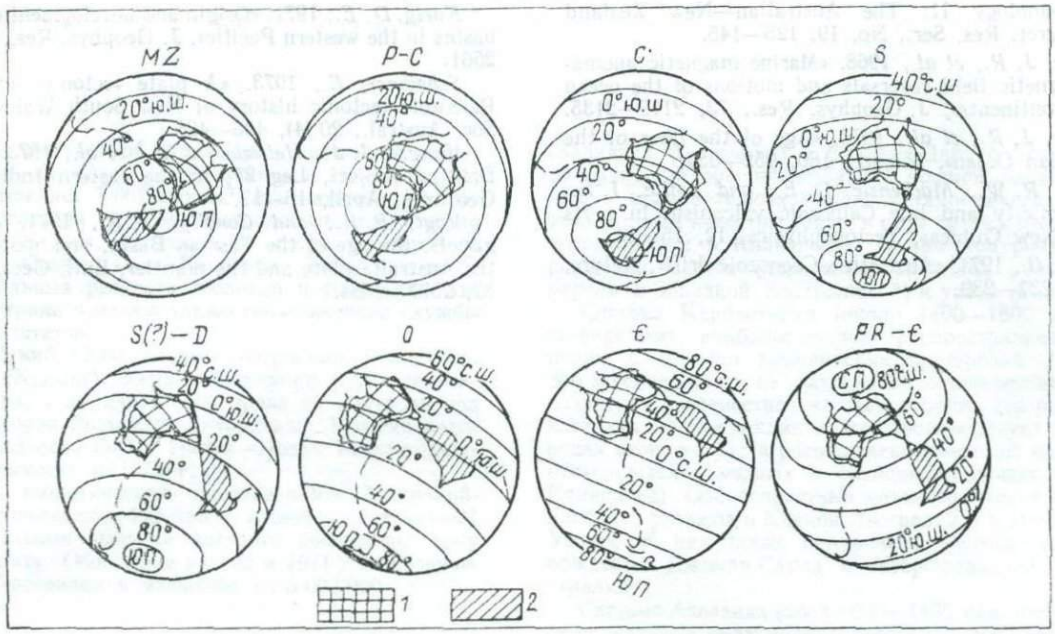


Рис. 3. Палеошироты Австралии в фанерозое по палеомагнитным данным. По Б. Эмблтону [Embleton B. J., 1973].
1 — положение Австралийского материка относительно других частей Гондваны; *2* — район современного расположения Западной Антарктиды. *СП, ЮП* — Северный и Южный полюсы.

ния которой возрастают с глубиной. Подвижки по сбросам в пределах этих структур связаны с субдукцией Тихоокеанской плиты; предполагается, что имели место также горизонтальные смещения.

Различные типы магм формируются на глубинах выше зоны сейсмической активности (Беньофа). Для ряда участков Новой Гвинеи, Новой Британии и архипелага Фиджи удалось установить временные и пространственные соотношения толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой магм. В частности, с прекращением орогенической деятельности, по-видимому, связано образование обогащенных щелочами шошонитов.

Современные теории связывают возникновение окраинных морей, расположенных с тыльной стороны островных дуг, с процессами растяжения морского дна и рифтообразованием. Последователи этой гипотезы считают, что котловины Кораллового, Тасманова и Новокаледонского морей, а также южной части моря Фиджи образовались в палеогене вследствие того, что отдельные части восточной окраины Австралийского кратона откололись и переместились в восточном направлении. Поднятие Лорд-Хау, хр. Норфолк и даже внешние вулканические дуги по своим очертаниям следуют общей конфигурации Австралийского кратона. Упомянутые выше морские котловины ныне утратили свою активность. Мощность коры под ними (10 км) и тепловой поток в их пределах типичны для океанов, и, таким образом, они могут рассматриваться как обычные участки океанического дна. По магнитным аномалиям здесь не выявлено признаков разрастания дна. В отличие от этих котловин область между хребтами Колвилл-Лау и Тонга-Кермадек представляет собой новообразованный рифт, возникший за счет разрастания дна, и характеризуется высоким тепловым потоком.

Для понимания этих особенностей развития региона необходимо учитывать миграцию Австралийской плиты (рис. 3) и раскол Гондваны. Австралия, очевидно, примыкала к Индии вплоть до позднеюрского времени, после чего отделилась от нее; отделение от Антарктиды произошло в позднем эоцене. Новая Зеландия «отошла» от Антарктиды несколько раньше. Движения по основным зонам спрединга в северном и восточном направлениях привели к тому, что Австралийский кратон вплотную приблизился к островным дугам Юго-Восточной Азии (Индонезии). Тасманская, Новокаледонская и Южно-Фиджийская котловины представляют собой участки широтных зон растяжения, наложенных на Тихоокеанскую плиту вдоль желоба Тонга-Кермадек. Котловины к югу от Австралии и Новой Зеландии — Кораллового и, возможно, Новогвинейского морей — входят в состав зон меридионального разрастания океанического дна. Конвергенция в результате взаимодействия этих двух направлений движения обусловила деформации внешней вулканической дуги.

М. Дж. Рикард

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Carey, S. W., 1970. «Australia, New Guinea and Melanesia in the current revolution in concepts of the evolution of the earth», Search, 1, 178—189.

Cullen, D. J., 1970. «A tectonic analysis of the southwest Pacific», N. Z. J. Geol. Geophys., 13, 7—20.

Doyle H. A., 1971. «Seismicity and structure in Australia», in: Recent Crustal Movements, Wellington: Roy. Soc. N. Z. (Bull. 9), 149—152.

Embleton, B. J. J., 1972. «On the unity of Gondwanaland during the Lower Paleozoic», Search, 3 (9), 338—339.

Embleton, B. J. J., 1973. «The paleolatitude of Australia through Phanerozoic time», J. Geol. Soc. Austral., 19 (4), 475—482.

Geological Society of Australia (Tectonic Map Committee), 1971. Tectonic Map of Australia. Sydney, 1 : 5 000 000.

Hayes, D. E., and Conolly, J. R., 1972. «Morphology of the southeast Indian Ocean», in: D. E. Hayes, ed., An-

tarctic Oceanology II: The Australian—New Zealand Sector, Antarct. Res. Ser., No. 19, 125—145.

Heirtzler, J. R., et al., 1968. «Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents», J. Geophys. Res., 73, 2119—2135.

Heirtzler, J. R., et al., 1973. «Age of the floor of the eastern Indian Ocean», Science, 180, 952—954.

Johnson, R. W., Mackenzie, D. E., and Smith, I. E., 1971. «Seismicity and late Cainozoic volcanism in parts of Papua—New Guinea», Tectonophysics, 12, 15—22.

Jones, J. G., 1971. «Australia's Caenozoic drift», Nature, 230 (5291), 237—239.

Karig, D. E., 1971. «Origin and development of marginal basins in the western Pacific», J. Geophys. Res., 76, 2342—2561.

Scheibner, E., 1973. «A plate tectonic model of the Paleozoic tectonic history of New South Wales», J. Geol. Soc. Austral., 20 (4), 405—426.

Vecvers, J. J., Heirtzler, J. R., et al., 1973. «Deep Sea Drilling Project, Leg 27, in the eastern Indian Ocean», Geotimes, April, 16—17.

Vogt, P. R., and Conolly, J. R., 1971. «Tasmantid guyots, the age of the Tasman Basin, and motion between the Australia plate and the mantle», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2577—2584.

АВСТРАЛИЯ

Австралия («островной континент») находится между 10—44° ю. ш. (включая о. Тасмания) и 113—153° в. д. Площадь составляет 7 667 080 км². На материке Австралия и прилегающих островах расположено государство Австралийский Союз, входящее в состав Британского Содружества. Столица — г. Канберра. Здесь находится Бюро минеральных ресурсов геологии и геофизики Австралии. В стране имеются также геологические службы (управления) штатов.

Австралийский Союз владеет островами Рождества, Кокосовыми (Килинг), Хёрд и Маккуори (Субантарктические острова) и заявляет свои права на контроль над одним из секторов Восточной Антарктиды. Бывшая колония Австралийского Союза Папуа—Новая Гвинея получила независимость в 1975 г.

Основная геологическая организация — Австралийское геологическое общество — издает центральный журнал, отдельные выпуски которого посвящены тому или иному штату. Обществом издана в 1971 г. тектоническая карта Австралии в масштабе 1 : 5 000 000.

Стратиграфия и палеогеография

Докембрий. Породы докембрия (абсолютный возраст *свыше 600 млн. лет*) развиты в основном в Западной и Южной Австралии, а также в пределах Северной территории; кроме того, отдельные выходы их известны и в других штатах, за исключением Виктории. В Квинсленде и в центральной части Австралии (рис. 1) имеется несколько обширных районов развития докембрийских метаморфических пород, не поддающихся более дробному расчленению (например, *метаморфиты Эйнасли, комплекс* Мастрейв-Манн и др.).

Архей. В структурном плане сложная ассоциация изверженных и высокометаморфизованных архейских пород (возраст свыше 2200 млн. лет) занимает почти всю юго-западную часть Западной Австралии, где эти породы встречаются в обнажениях. Комплекс Йилгарн, представленный в основном *гранито-гнейсами и крупными* гранитными интрузивами, а местами чарнокитовыми гранулитами и метаморфизованными изверженными породами основного состава, образующими так называемые зеленокаменные пояса, слагает докембрийский Западно-Австралийский щит.

Далее к северу, в районе Пилбара, литологически сходные породы составляют комплекс Пилбара, который можно подразделить в основном на три однотипные серии. В различных местах Северной территории и в северных районах Западной Австралии архейские породы также выходят на поверхность среди протерозойских отложений (например, комплексы Аранта и Рам-Джангл).

К архейским зеленокаменным породам в Западной Австралии приурочены месторождения золота.

Протерозой. Несмотря на то что в Западной Австралии и в районе Катерин-Дарвин развиты отложения протерозоя (возраст приблизительно 600—2200 млн. лет), *для стратиграфического расчленения их еще нет* достаточных данных; трехчленное деление некоторой части протерозойских пород в настоящее время представляется вполне обоснованным.

Наиболее древняя система * Наллагайн (около 1800—2200 млн. лет) лучше всего развита в районах Пилбара (Западная Австралия) и Катерин-Дарвин Северной территории, где она представлена мощной толщей осадочных и вулканогенных пород. Метаморфические аналоги этой системы известны также в ряде других мест Северной территории и в Квинсленде. К ним приурочены месторождения железа (полосчатые железные руды хр. Хамерсли в Западной Австралии *) и урана (Рам-Джангл).

Система Карпентария (около *1400—1800* млн. лет), по-видимому, наиболее широко распространена по сравнению с другими комплексами протерозоя Австралии. Это мощная, почти не затронутая метаморфизмом толща, развитая повсеместно на территории северной части материка. В геосинклинальном прогибе Маунт-Айза в породах этого возраста расположено известное одноименное месторождение медных и свинцово-цинковых руд (штат Квинсленд). Одновозрастные метаморфические комплексы наиболее развиты в Южной Австралии и в Новом Южном Уэльсе. К ним также приурочены железорудные месторождения Джампи-Саунд в северо-западной части Австралии.

Система Аделаида (около 600—1400 млн. лет) представлена *осадками мелководных бассейнов значительной мощ*ности (песчаники, глинистые сланцы, доломиты, известняки, красноцветные породы и ледниковые отложения). В ее составе, однако, отсутствуют турбидиты и другие представители типичной геосинклинальной области, с которой ранее часто сравнивали разрезы Южной Австралии. Большинство других толщ системы Аделаида представлено неизмененными и не затронутыми складчатостью осадками седиментационных бассейнов, залегающими на более древних породах докембрия. Они известны как в обнажениях, так и в погребенном залегании в Южной Австралии (впадина Оффисер), Центральной Австралии (авлакоген Амадиес, впадины Джорджина и Нгалия), Северной Австралии (впадина Арафура, синеклизы Мак-Артур и Саут-Николсон).

В целом отложения системы Аделаида и ненарушенные породы системы Карпентария, по-видимому, менее минерализованы по сравнению с более древними толщами. *Тем не менее в результате детального картирования в них* были открыты ценные залежи железа, бокситов, а также скопления свинцово-цинковых и урановых руд.

Палеозой. Кембрий. Кембрийские отложения распространены главным образом в северо-западной и центральной части Австралии и на территории штата Южная Австралия. В миогеосинклинали Аделаида кембрийские *породы согласно залегают на аделандских отложениях.* В других районах Австралии сохранилось незначительное количество нижнекембрийских образований, но в среднем кембрии в результате обширной морской трансгрессии образовалось мелководное центральное море, в котором аккумулировались известняки, глинистые сланцы, песчаники и кремнистые сланцы. Отложения верхнего кембрия встречаются во впадинах Бонапарт-Галф, Джорджина и авлакогена Амадиес. На обширной территории плато Антрим (Западная Австралия) в раннем кембрии были экструдированы толеитовые базальты. В восточной части материка образовалась Тасманская ортогеосинклиналь, в разрезе которой среди других отложений выделяются граувакки и вулканогенные образования.

Оруденение в кембрийских отложениях отмечено только в Южной Австралии (например, пиритовая минерализа-

---

* *Понятие «система» здесь и ниже соответствует литолого-стратиграфическому комплексу. — Прим. пер.*

* Джеспилиты, содержащие гематит и гётит. — *Прим. пер.*

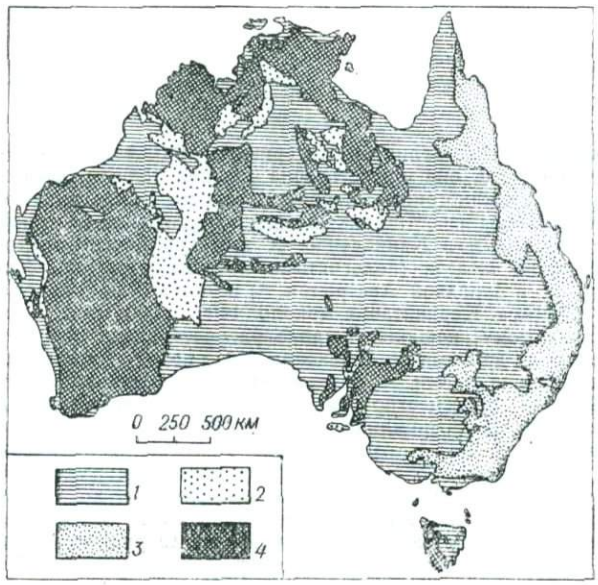


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Австралии по данным Бюро минеральных ресурсов, 1971 г.

1 — мезозойско-кайнозойский чехол; *2* — нескладчатый палеозой; *3* — складчатый палеозой; *4* — докембрий.

ция Найрн), однако как в этом штате, так и в пределах Западной Австралии и Северной территории породы кембрийского возраста содержат значительные запасы грунтовых вод.

О р д о в и к. С наступлением ордовикского периода в геосинклинали Аделаида осадконакопление прекратилось и отложения в ее восточной части оказались собранными в опрокинутые складки с нарушенными пологими надвигами (деламирский орогенез).

В большинстве других районов Австралийского материка это был период относительного тектонического покоя. Наряду с ним в пределах Тасманской ортогеосинклинали проявился бенамбранский орогенез, сопровождавшийся незначительными проявлениями вулканизма, который привел к полной перестройке ее структурных элементов.

На обширной территории северо-западной части материка, в том числе в синеклизе Каннинг и авлакогене Амадиес, осадконакопление продолжалось непрерывно с кембрийского периода. Столь же широкая седиментация имела место в Тасманской ортогеосинклинали, где образовались ракушняковые и граптолитовые фации; последние обнаружены главным образом в штатах Виктория и Новый Южный Уэльс.

В ордовикских породах Тасманской ортогеосинклинали локализованы значительные рудопроявления (например, золотоносные жилы в штатах Виктория и Новый Южный Уэльс), хотя это оруденение контролируется гранитными интрузиями более молодого возраста.

С и л у р. Силурийские отложения распространены главным образом в пределах Тасманской ортогеосинклинали. В одной из ее структур, получившей название Лакланской геосинклинали, формирование вулканитов кислого и среднего состава сменилось обширным шельфовым осадконакоплением, приведшим к образованию известняков с богатой фауной беспозвоночных. Тектоническая деятельность, сопровождавшаяся мощными проявлениями кислого вулканизма, имела место также в середине силурийского периода и продолжалась еще в раннем девоне. Несколько крупных гранодиоритовых интрузий в Новом Южном Уэльсе и в Центральной Виктории (по всей вероятности, сопровождавшихся незначительной серпентинизацией) могут быть также датированы поздним силуром.

Некоторые силурийские метаморфизованные известняки (мраморы) являются прекрасным сырьем для изготовления строительного камня; другие их разности широко используются при производстве цемента и флюса. Золотое, серебро-свинцовое и медное оруденение связано с гранитоидами предположительно позднесилурийского возраста.

Д е в о н. Девонская система характеризуется широким диапазоном седиментационных обстановок — от рифовых известняковых платформ и осадков глубоководных впадин до континентальных аридных бассейнов. Девонский период начался усилением тектонической активности и обширными проявлениями кислого вулканизма (например, вулканиты района р. Сноуи-Ривер) в Юго-Восточной Австралии. Основной этап тектонической деятельности в среднем девоне — табераббранский орогенез — захватил восточные районы Австралии. В последующее время бóльшая часть этой территории, за исключением Тасмании, становится областью континентального осадконаполнения, приуроченного к сравнительно узким меридиональным зонам, получившим название Ламбрианских бассейнов, образовавшихся на месте Лакланской геосинклинали.

Девонский период геологического развития Западной Австралии существенно отличается от такового восточных районов. На ее территории в раннем палеозое имела место общая морская регрессия и осадконакопление не возобновлялось вплоть до среднедевонской трансгрессии Палеоиндийского океана, обусловившей формирование коралловых рифов в районе Кимберли. В постсреднедевонскую эпоху морские осадки аккумулировались во впадине Бонапарт-Галф, грабене Фицрой и синеклизе Каннинг. Проявления магматической деятельности не отмечались (рис. 2).

Внедрение гранитов в Восточной Австралии сопровождалось рудообразованием, однако трудно установить четкое различие между рудопроявлениями, генетически связанными с интрузиями девонского и карбонового возраста соответственно. К первым могут быть отнесены месторождения золота и меди в районе Кобара (Новый Южный Уэльс), а также несколько проявлений золота в штате Виктория. Некоторые горизонты девонских известняков в Западной Австралии (например, в грабене Фицрой и во впадине Бонапарт-Галф) могут оказаться весьма перспективными на нефть и газ.

К а р б о н. Поскольку в большинстве районов Австралии начиная с раннего девона процесс осадконакопления был в общем непрерывным, естественно, что провести четкую границу между отложениями девонской и каменноугольной систем довольно трудно. Диастрофические движения, связанные с канамбланским орогенезом, захватили бóльшую часть Тасманской геосинклинали и проявлялись там с некоторыми перерывами на всем протяжении карбона.

В раннем карбоне континентальное осадконакопление продолжалось в Ламбрианских бассейнах (восточная часть Австралии), а морская седиментация имела место в расположенных восточнее геосинклинальных прогибах (геосинклиналь Новой Англии, бассейн Ходжкинсон и др.).

В Западной Австралии морские осадки аккумулировались во впадинах Бонапарт-Галф, Фицрой и синеклизе Каннинг, но, за исключением небольшой части грабена Фицрой (где отложения верхнего карбона установлены бурением), эти депрессии, по-видимому, испытали поднятие в течение позднего карбона.

В восточной части материка было зафиксировано резкое изменение палеомагнитной широты в позднем карбоне,

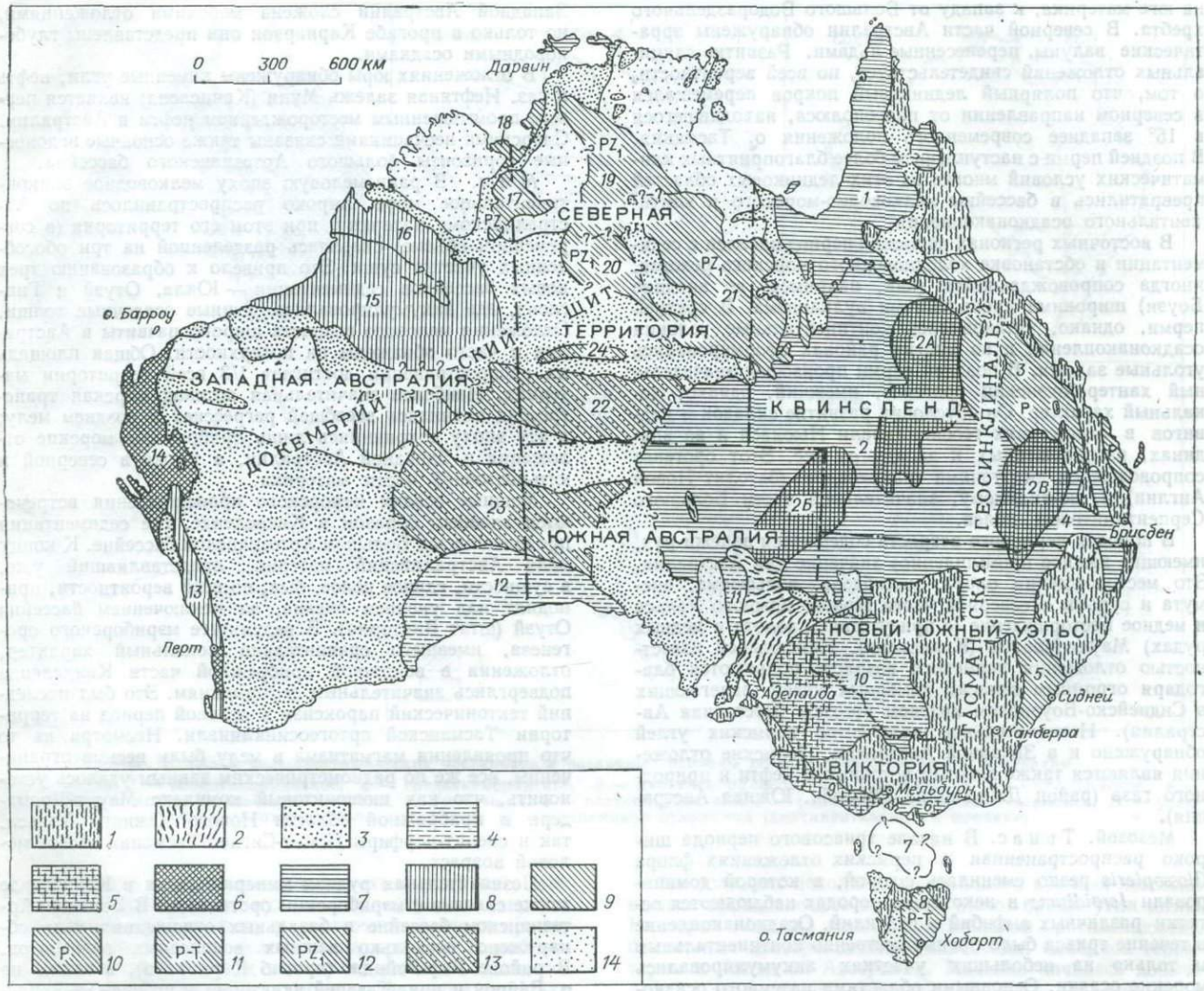


Рис. 2. Карта основных структурных элементов Австралии (несколько видоизмененный вариант карты Бюро минеральных ресурсов, Канберра).

1—3 — складчатые породы докембрийского щита и Тасманской геосинклинали: *1* — палеозойские метаморфические и граниты Тасманской геосинклинали; *2—3* — докембрийские (*2* — верхнепротерозойские геосинклинали Аделаида, *3* — граниты, гнейсы и метаморфические породы карпентарийского, раннепротерозойского и архейского возраста); *4—14* — отложения слабо дислоцированные: *4* — преимущественно третичные, *5* — мезозойские и третичные, *6* — палеозойские, мезозойские и третичные, *7* — мезозойские, *8* — палеозойские и мезозойские, *9* — палеозойские, *10* — преимущественно пермские, *11* — пермо-триасовые, *12* — нижнепалеозойские, *13* — нижнепалеозойские и аделаидские, *14* — аделаидские и карпентарийские.

Основные бассейны седиментации (цифры на карте): *1* — Карпентария, *2* — Большой Артезианский, *2А* — Галили, *2Б* — Купер, *2В* — Сурат, *3* — Боуэн и Драммонд, *4* — Кларенс-Моретон, *5* — Сидней и Оксли, *6* — Гипсленд, *7* — Басс, *8* — Тасмания, *9* — Отуэй, *10* — Муррей (Марри), *11* — Пири-Торренс, *12* — Юкла, *13* — Перт, *14* — Карнарвон, *15* — Каннинг, *16* — Фицрой, *17* — Орд, *18* — Бонапарт-Галф, *19* — Дейли, *20* — Уайзо, *21* — Джорджина, *22* — Амадиес, *23* — Оффисер, *24* — Нгалия.

совпадающее с заметным ухудшением климатических условий и проявлением «холодноводных» осадков и холоднолюбивой фауны — предшественников обширного пермского оледенения. Предполагается, что с канамбланским орогенезом связана магматическая деятельность; об этом свидетельствуют обнаруженные в пределах Тасманской геосинклинали кислые и основные интрузии. Особенно мощные вулканические извержения имели место в среднем карбоне на территории Нового Южного Уэльса, Квинсленда и в бассейне Бонапарт-Галф. С этими изверженными породами в восточных районах материка часто ассоциируют рудные месторождения.

П е р м ь. Породы пермского возраста представляют значительный интерес во многих отношениях: они весьма широко распространены в Австралии; содержат по сравнению с другими отложениями самые большие запасы каменного угля и перспективны на нефть; в них обнаружены существенные доказательства обширного оледенения на Австралийском материке; наконец, они содержат многочисленные остатки типичной гондванской фауны и флоры.

Ледниковые отложения с их характерными признаками (тиллиты, ленточные глины, «валунные мостовые» и т. д.) широко представлены в разрезе нижней перми (как на поверхности, так и в погребенном залегании)

на юге материка, к западу от Большого Водораздельного хребта. В северной части Австралии обнаружены эрратические валуны, перенесенные льдами. Развитие гляциальных отложений свидетельствует, по всей вероятности, о том, что полярный ледниковый покров перемещался в северном направлении от палеополюса, находившегося в 15° западнее современного положения о. Тасмания. В поздней перми с наступлением более благоприятных климатических условий многие из этих ледниковых областей превратились в бассейны мелководно-морского и континентального осадконакопления.

В восточных регионах пермский период начался с седиментации в обстановке холодноводного морского режима, иногда сопровождавшейся (как, например, во впадине Боуэн) широкими проявлениями вулканизма. В средней перми, однако, установились континентальные условия осадконакопления и во многих районах сформировались угольные залежи. В поздней перми произошел значительный хантер-боуэнский орогенез, имевший, однако, локальный характер. Он обусловил развитие складок и надвигов в отложениях геосинклинали Ньюкасл и во впадинах, расположенных к западу от нее. Этот орогенез сопровождался интрузиями гранитоидов (батолит Новой Англии) и, по-видимому, значительной части Большого Серпентинитового пояса.

В породах пермского возраста содержатся залежи руд, имеющие важное промышленное значение для Австралии. Это месторождения олова, молибдена, вольфрама, висмута и сурьмы в северной части Нового Южного Уэльса и медное месторождение (с присутствием золота в медных рудах) Маунт-Морган (Квинсленд). Наибольшей известностью отложения пермского возраста пользуются благодаря огромным запасам каменных углей, залегающих в Сиднейско-Боуэнском краевом прогибе (Восточная Австралия). Незначительное количество пермских углей обнаружено и в Западной Австралии. Пермские отложения являются также важным источником нефти и природного газа (район Джиджилпа—Мооомба, Южная Австралия).

Мезозой. Триас. В начале триасового периода широко распространенная в пермских отложениях флора *Glossopteris* резко сменилась флорой, в которой доминировали *Icroidium;* в некоторых породах наблюдаются остатки различных амфибий и рептилий. Осадконакопление в течение триаса было преимущественно континентальным и только на небольших участках аккумулировались морские осадки. Основными областями наземного осадконакопления были межгорные впадины хр. Хантер—Боуэн. Каждый из основных палеозойских бассейнов Западной Австралии выполнен триасовыми отложениями от морских до солоноватоводных; в синеклизе Каннинг и прогибе Перт отмечаются также аллювиально-озерные осадки.

Как и в других областях Гондваны, важную роль в отложениях триаса Австралии играют каменные угли (угольные залежи Ипсуича в Квинсленде, угленосный бассейн Лей-Крик в Южной Австралии). Наряду с этим известны месторождения превосходного строительного камня (песчаники Хоксбери) и глины, служащие сырьем для кирпичного производства.

Юра. Юрские отложения локализованы в пределах синеклизы Каннинг, прогибов Карнарвон и Перт (Западная Австралия), а также в бассейнах востока центральной и северо-восточной частей Австралии. В Тасмании с юрской системой связаны мощные долеритовые интрузии, представленные главным образом силлами.

В восточной части материка юрские осадки, так же как и триасовые, как правило, неморского происхождения. Они особенно широко развиты в пределах Большого Артезианского бассейна, где произошло прогибание кристаллического фундамента на значительной территории, вследствие чего там аккумулировалась осадочная толща мощностью до 2000 м. Бо́льшая часть юрской толщи Западной Австралии сложена морскими отложениями, но только в прогибе Карнарвон они представлены глубоководными осадками.

В отложениях юры обнаружены каменные угли, нефть и газ. Нефтяная залежь Муни (Квинсленд) является первым промышленным месторождением нефти в Австралии. С юрскими песчаниками связаны также основные водоносные горизонты большого Артезианского бассейна.

Мел. В раннемеловую эпоху мелководное эпиконтинентальное море широко распространилось по Австралийскому материку; при этом его территория (в современном объеме) оказалась разделенной на три обособленных участка суши. Это привело к образованию трех новых бассейнов седиментации — Юкла, Отуэй и Гипсленд, где аккумулировались мощные осадочные толщи. Отложения мелового возраста широко развиты в Австралии и часто обнажены на поверхности. Общая площадь их распространения достигает 1/3 всей территории материка. Наиболее значительная аптская морская трансгрессия сменилась всеобщей регрессией в позднем мелу; в эту эпоху сохранились лишь прибрежные морские отложения в Западной Австралии, а также в северной и юго-восточной части материка.

Мощные осадки неморского происхождения встречаются главным образом в Квинсленде, где седиментация продолжалась в Большом Артезианском бассейне. К концу мела Австралийский материк, представлявший уже, в сущности, единое целое, был, по всей вероятности, приподнят над уровнем океана, за исключением бассейна Отуэй (штат Виктория). В результате мэриборского орогенеза, имевшего сравнительно локальный характер, отложения в восточной прибрежной части Квинсленда подверглись значительным деформациям. Это был последний тектонический пароксизм в меловой период на территории Тасманской ортогеосинклинали. Несмотря на то что проявления магматизма в мелу были весьма ограничены, все же по радиометрическим данным удалось установить, что как шошонитовый комплекс Маунт-Дромадери в прибрежной области Нового Южного Уэльса, так и сиенит-порфиры Пойнт-Сигнет Тасмании имеют меловой возраст.

Незначительная рудная минерализация в Квинсленде также связана с мэриборским орогенезом. В Большом Артезианском бассейне в базальных отложениях мела обнаружено несколько важных водоносных горизонтов. В районе Раф-Рейндж (прогиб Карнарвон), а также на о. Барроу и прилегающей акватории у побережья Западной Австралии в меловых песчаниках открыты проявления нефти и газа.

Кайнозой. Третичный период*. Не выдержанные по мощности и изменчивые по литологическому составу, с существенной примесью кластического материала, морские отложения третичного возраста приурочены к краевым частям Австралийского материка. Они встречаются в прогибах Карнарвон и Юкла Западной Австралии, а в южной части континента — в пределах впадин Сент-Винсент, Муррей, Отуэй, Басса и Гипсленд. К третичным осадкам относятся известняки, калькарениты и песчаники.

Континентальные фации представлены маломощными аллювиально-озерными отложениями, развитыми в восточных нагорьях и приморских равнинах; к этим фациям относятся также отложения обширных бессточных котловин (например, котловины оз. Эйр и рек Дарлинг и Уаррего), в значительной степени унаследованных от более древних бессточных бассейнов (рис. 3).

Тектоническая обстановка в этот период характеризовалась в основном эпейрогеническими движениями, однако в восточной и юго-восточной части материка как

---

* В настоящее время подразделяется на самостоятельные палеогеновый и неогеновый периоды. — *Прим. пер.*

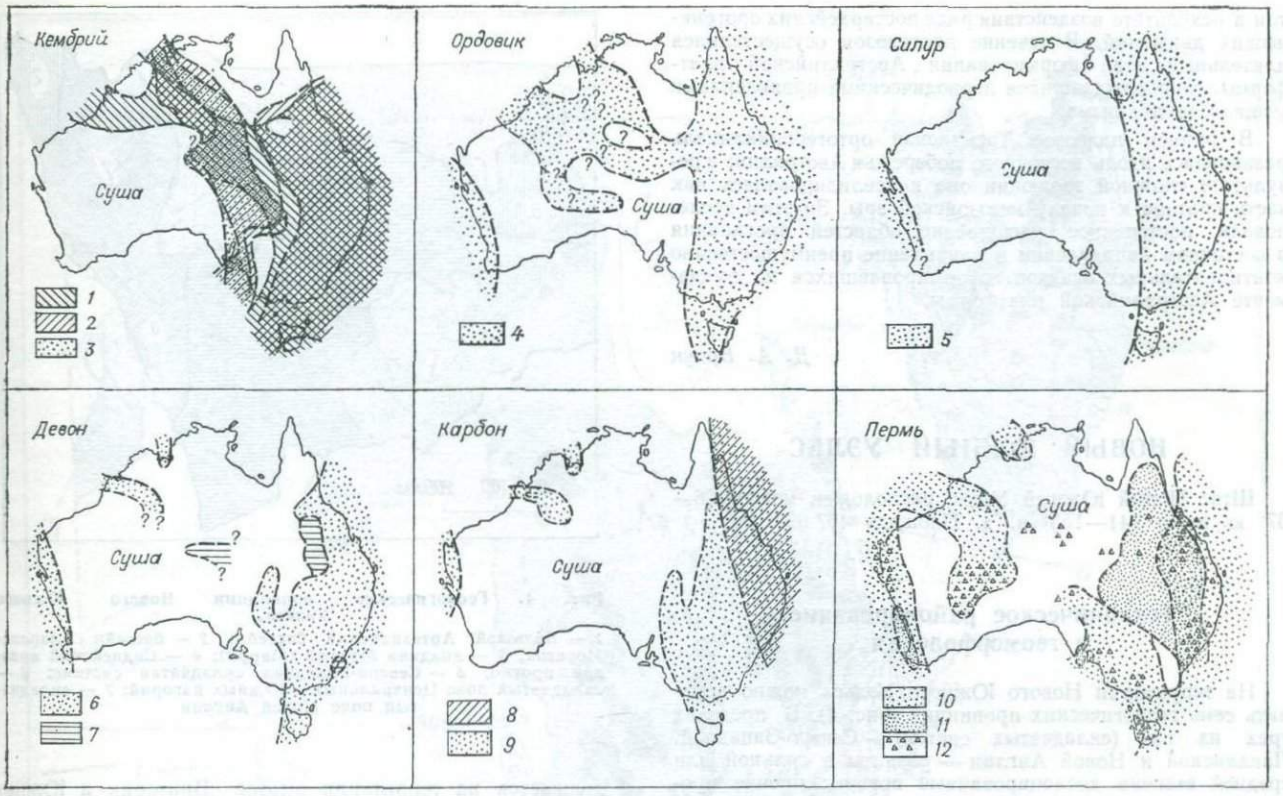


Рис. 3. Схема палеогеографических обстановок в различные периоды геологического развития Австралии.

1—6 — моря: *1* — позднекембрийское, *2* — среднекембрийское, *3* — раннекембрийское, *4* — ордовикское, *5* — силурийское, *6* — девонское; *7* — континентальные отложения; *8—10* — моря: *8* — позднекарбоновое, *9* — раннекарбоновое, *10* — пермское; *11* — угленосные отложения болотных фаций; *12* — ледниковые отложения (континентальные и морские).

в ранне-, так и в позднетретичной эпохе имели место значительные проявления вулканизма. Продолжавшийся подъем территории к концу раннетретичной эпохи привел к отступанию моря из большинства краевых бассейнов, и Австралийский материк вследствие этого оказался, по-видимому, соединенным с островами Тасмания и Новая Гвинея посредством так называемых континентальных мостов. В результате прогибания территории в среднетретичную эпоху эти «перемычки» были уничтожены. Однако эвстатические колебания уровня моря четвертичного периода привели к кратковременному их восстановлению.

Климат Австралии на протяжении всего третичного периода, по-видимому, был умеренным до тропического; это обусловило широкое развитие процессов латеритизации и накопления силкретов *, формирование которых связано с глубоким выщелачиванием почвенного слоя и частично подстилающих его пород.

Эпейрогенические движения (поднятие Косцюшко) в позднетретичную эпоху захватили область восточных нагорий и создали благоприятные гипсометрические условия для четвертичного оледенения.

Из полезных ископаемых третичного периода наиболее важное промышленное значение имеют бурые угли штата Виктория (мощные залежи значительной протяженности), бокситовые месторождения Квинсленда, Северной территории и Западной Австралии. Недавно началась добыча нефти в значительных масштабах из третичных отложений в районе прол. Басса.

Четвертичный период. В течение последних 2 млн. лет происходило накопление аллювиальных и эоловых отложений на обширной территории внутренних бассейнов восточной части Австралии. В это же время отмечались периодические вторжения моря в краевые (прибрежные) области материка. Тектоническая обстановка оставалась устойчивой лишь на небольшой территории в высокогорной Юго-Восточной Австралии и на о. Тасмания. Эти районы находились также под воздействием процессов оледенения. Незначительные проявления вулканизма встречаются в южной части Виктории и северной части Квинсленда.

Краткое заключение о геологическом развитии Австралии

Древнейшие структуры докембрийского фундамента, характеризующие наиболее ранние этапы геологического развития этого материка, приурочены к его западной части. Это три кратогена архейского возраста — Йилгарн, Пилбара и Аранта, — разделенные узкими геосинклинальными прогибами. Они консолидировались в единый кра-

* Поверхностные, в том числе почвенные, образования, связанные со вторичной аккумуляцией растворимых минералов, отложенных минерализованными водами; встречаются в виде твердых кремнистых корок, в различной степени окремненных пород или конгломератов поверхностных отложений, в которых обломки сцементированы кремнеземом. — *Прим. пер.*

тон в результате воздействия ряда постархейских орогенических движений. В течение протерозоя осуществлялся длительный этап формирования Австралийской платформы, сопровождавшийся периодическими проявлениями мощного вулканизма.

В раннем палеозое Тасманская ортогеосинклиналь развивалась вдоль восточного побережья Австралии; в результате сложной эволюции она консолидировалась как часть кратона к началу мезозойской эры. За этим последовали постепенное расширение областей прогибания в восточном направлении и накопление преимущественно континентальных осадков, сформировавшихся на фундаменте Австралийской платформы.

Д. А. Браун

НОВЫЙ ЮЖНЫЙ УЭЛЬС

Штат Новый Южный Уэльс расположен между 28—37° ю. ш. и 141—153° в. д. Площадь 497 997 км².

Тектоническое районирование и геоморфология

На территории Нового Южного Уэльса можно выделить семь геологических провинций (рис. 4). В пределах трех из них (складчатых систем) — Северо-Западной, Лакланской и Новой Англии — развиты в сильной или средней степени дислоцированные породы; прочие провинции представляют собой впадины, почти не нарушенные. Взаимоотношения между тремя первыми провинциями остаются пока что неясными. Северо-Западный складчатый пояс, сложенный нижне- и верхнепротерозойскими породами, отделен от нижне- и среднепалеозойских пород Лакланского складчатого пояса зоной развития аллювиальных отложений, кое-где обнажающихся вдоль р. Дарлинг. Складчатая система Новой Англии, где преобладают осадки от девонского до пермского возраста, отделяется от Лакланского складчатого пояса Сиднейским краевым прогибом. На рис. 5 показано расположение основных структурных элементов в пределах складчатых поясов. Был выдвинут ряд гипотез, авторы которых пытались объяснить геологическое строение этого региона с позиции тектоники плит. Г. Пэкхем и Э. Лейч [Packham G. H., Leitch E. C., 1973 г.] критически пересмотрели эти гипотезы; ни одна из них не оказалась достаточно убедительной.

Из упомянутых выше впадин три выходят за пределы штата Новый Южный Уэльс. В то же время, за исключением Сиднейского краевого прогиба и Большого Артезианского бассейна, эти структуры не контактируют между собой. Пермские отложения, залегающие в основании Сиднейского краевого прогиба, возрастают по мощности в долине р. Хантер и заходят в пределы геосинклинали Новой Англии. Вместе с тем в северном направлении пермские и триасовые отложения выклиниваются у края Большого Артезианского бассейна, где на них залегают юрские породы, в свою очередь перекрываемые осадками раннемелового возраста.

Впадина Кларенс-Моретон приурочена к северо-восточному окончанию складчатого пояса Новой Англии, причем выполняющие его отложения триаса и юры без перерыва переходят в отложения впадины Мортон штата Квинсленд. В юго-западной части Нового Южного Уэльса расположены впадина Муррей (Марри), представленная третичными и четвертичными отложениями; она продолжается на территории штатов Виктория и Южная Австралия.

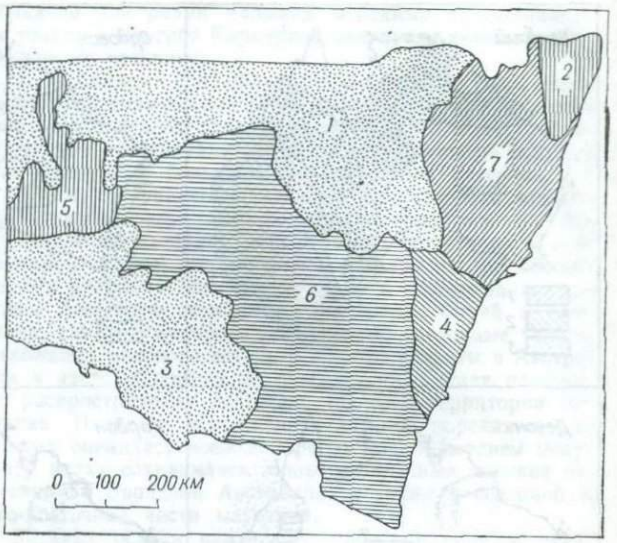


Рис. 4. Геологические провинции Нового Южного Уэльса.

1 — Большой Артезианский бассейн; *2* — бассейн Кларенс-Моретон; *3* — впадина Муррей (Марри); *4* — Сиднейский краевой прогиб; *5* — Северо-Западная складчатая система; *6* — складчатый пояс Центральных и Южных нагорий; *7* — складчатый пояс Новой Англии.

Водораздел между реками, текущими в восточном и западном направлении, протягивается в среднем на расстоянии около 150 км от побережья Австралии. И в прошлом, вскоре после завершения хантер-боуэнского орогенеза (средняя—поздняя пермь), водораздел находился приблизительно там же, где и ныне. Осадки, заполнившие впадины, по-видимому, сформировались в основном за счет разрушения пород складчатых поясов, поднятых и разрушенных процессами денудации. В краевых частях, например на западной окраине Сиднейского краевого прогиба и на южной Большого Артезианского бассейна, в результате постмеловых поднятий оказалась удаленной часть осадочного покрова и обнажились палеоформы рельефа, высота которых превышает 100 м. По мере удаления от краев бассейна складчатые системы становятся все более и более расчлененными. По-видимому, наиболее выровненный («пенепленизированный») рельеф был характерен для среднетретичной эпохи. В позднетретичную эпоху — раннеплейстоценовый век происходили мощные вертикальные движения (поднятие Косцюшко), в результате которых рельеф этого региона оказался сильно расчлененным; в породы складчатого пояса были врезаны глубокие долины, а на востоке (на площади, равной приблизительно 1/3 всей территории штата) образовались аккумулятивные поверхности выравнивания. Расчлененность рельефа, связанная с этим поднятием, быстро уменьшается в западном направлении, становясь все менее значительной.

Потоки базальтовых лав заполнили многие долины, а ныне часто покрывают равнинные поверхности. Распространение плейстоценового оледенения в пределах Австралийского материка было ограничено незначительной территорией. Например, гора Косцюшко окружена хорошо развитыми ледниковыми цирками. На рельефе более низменных участков сказалось воздействие перигляциальных процессов.

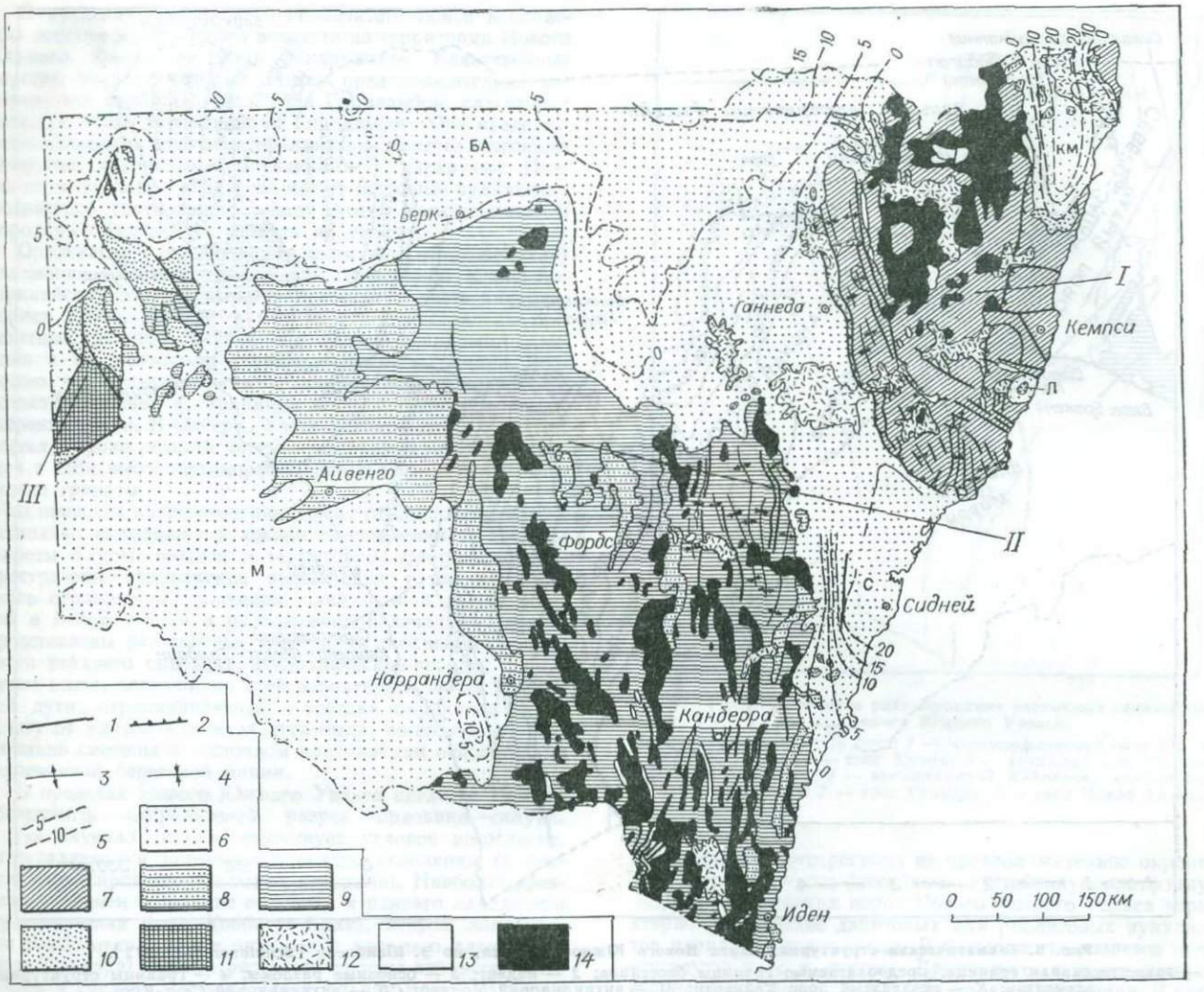


Рис. 5. Геологическая карта Нового Южного Уэльса.

I—III — геосинклинали: I — Новой Англии, II — Лакланская, III — Аделаидская; 1 — сбросы; 2 — взбросы; 3 — оси антиклиналей; 4 — оси синклиналей; 5 — изогипсы поверхности фундамента (интервал 500 м), нулевая изогипса соответствует уровню океана (все остальные изогипсы ниже уровня); 6 — впадины, прогибы, бассейны от пермского до современного возраста [БА — Большой Артезианский бассейн, М — впадина Муррей (Марри), С — Сиднейский краевой прогиб, Л — впадина Лорн, КМ — впадина Кларенс-Моретон]; 7—14 — породы: 7 — пермско-силурийские, 8 — карбоновые — верхнедевонские, 9 — нижнепалеозойские (среднедевонские — ордовикские), 10 — верхнепротерозойские, 11 — архейские или нижнепротерозойские, 12 — третичные вулканиты, 13 — ультрабазиты, 14 — граниты и гранодиориты.

Стратиграфия и история геологического развития

Северо-Западный складчатый пояс (рис. 6). Считается что самые древние породы Нового Южного Уэльса, объединенные в комплекс Уильяма, относятся к раннепротерозойскому возрасту *. Комплекс сложен регионально метаморфизованными песчано-глинистыми отложениями, обнажающимися в пределах блока Брокен-Хилл. В результате воздействия процессов регионального метаморфизма образовались кристаллические сланцы и гнейсы, содержащие кордиерит, андалузит, хиастолит, гранат, ставролит и силлиманит. Представлены также очень разнообразные метаморфизованные (большей частью изверженные) породы, в том числе гранито-гнейсы, аплиты, амфиболиты и пегматиты. Первоначальные проявления метаморфизма оказались частично замаскированными более поздними изменениями, в результате которых сформировались зоны регрессивного метаморфизма.

Группа Торрованги (верхний протерозой) представлена тиллитами и валунно-ледниковыми отложениями, листоватыми сланцами, известняковыми линзами и кварцитами. Породы Торрованги обнажаются к северу от Брокен-Хилла и с резким несогласием перекрывают комплекс Уильяма.

Толща Уономинта, залегающая в пределах блока Тибубарра—Уономинта, представлена слабо метаморфизованными породами, в том числе аспидными сланцами, филлитами, граувакками с высоким содержанием кварца

* По данным советских геологов, толщи, относимые к комплексу Уильяма и его аналогам, датируются средним протерозоем. — *Прим. пер.*

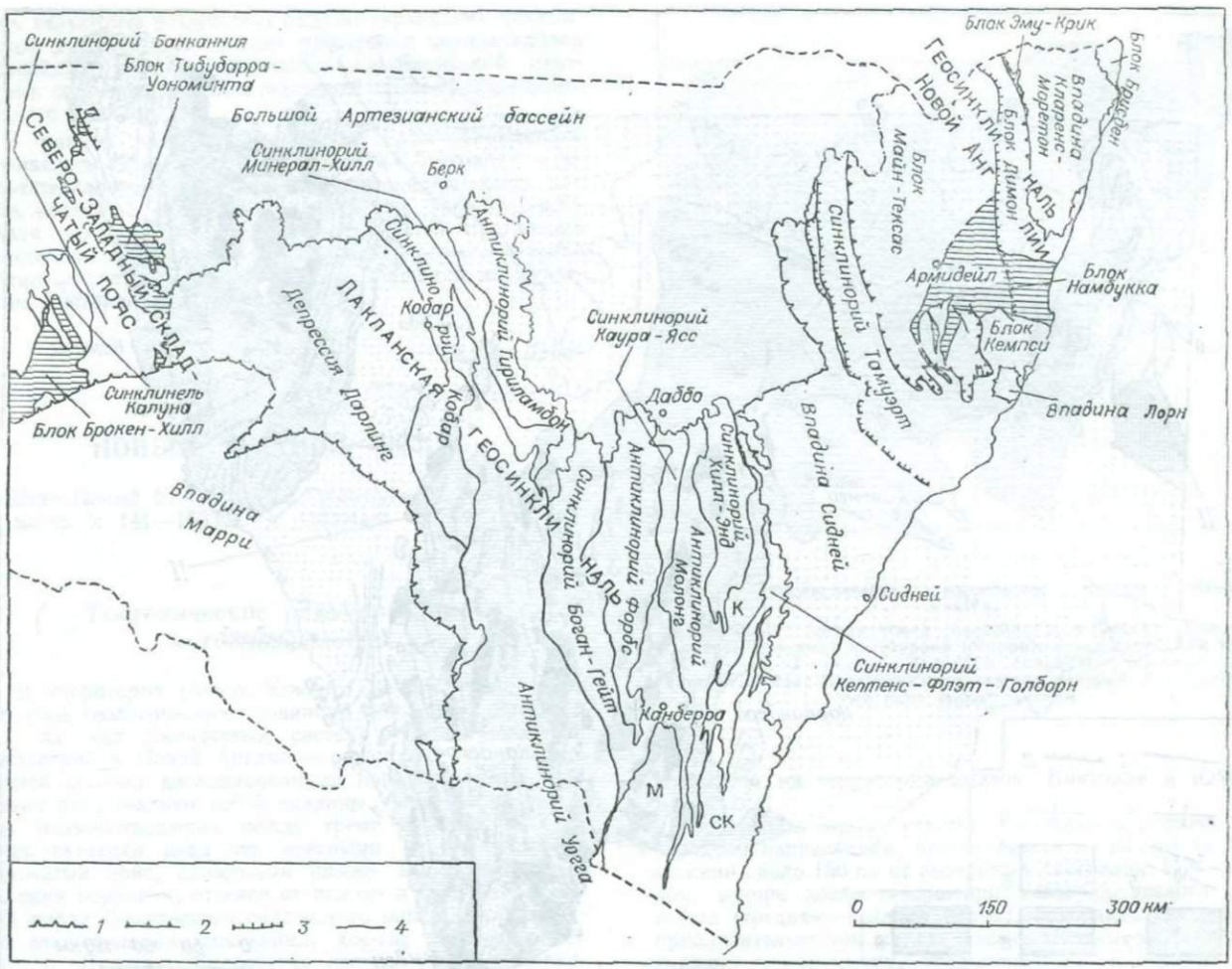


Рис. 6. Схематическая структурная карта Нового Южного Уэльса, по Э. Шайбнеру [Scheibner E., 1972].

1 — трансгрессивная граница, предполагаемые границы бассейнов; *2* — надвиг; *3* — основные разломы; *4* — границы структурных элементов; *К* — складчатый пояс Кейперти; *М* — антиклинорий Монаро; *СК* — антиклинорий Саут-Кост.

и основными вулканитами. Возможно, что последние имеют раннекембрийский возраст.

В 130 км к северу-востоку от Брокен-Хилла, вблизи горы Райт, на небольшой территории наблюдается комплекс пород, залегающий на толще Уономинта. Он представлен вулканитами основного и среднего состава, известняками и сланцами, в которых обнаружена фауна ранне- и среднекембрийского возраста (главным образом трилобиты). Среднекембрийские сланцы, известняки и туфогенные отложения встречены в 125 км к северу от горы Эрроусмит. Эти породы несогласно перекрыты мощной толщей верхнекембрийских — нижнеордовикских пород (косослоистых кварцитов, конгломератов, сланцев и известняков). Они образуют комплекс аллювиально-дельтовых и мелководно-морских отложений; в северном и восточном направлении морские осадки становятся все более преобладающими в составе этого комплекса. Палеозойские толщи и породы группы Торрованги несогласно перекрываются кварцитами позднедевонского возраста. Все породы, залегающие выше комплекса Уильяма и толщи Уономинта, испытали складчатость (от слабой до умеренной). Тектонические движения на рубеже кембрийского и ордовикского периодов в общем соответствовали тайеннанскому и деламирскому орогенезам, которые захватили Тасманию и Южную Австралию. Блок Брокен-Хилл представляет собой фрагмент Аделаидского складчатого пояса, с которым он очень сходен в стратиграфическом и структурном отношении. Однако в пределах Южной Австралии нам не удалось найти аналога для блока Тибубарра—Уономинта. Он в значительной степени отличается от блока Канманту, ограничивающего Аделаидский складчатый пояс.

Лакланский складчатый пояс. Тасманская геосинклинальная складчатая область в пределах Нового Южного Уэльса включает два складчатых пояса, более древним из которых является Лакланский. Этот пояс продолжается в северном направлении от штата Виктория через весь Новый Южный Уэльс, погружаясь далее под отложения Большого Артезианского бассейна. Геологическая история этого складчатого пояса очень сложна. При стратиграфических исследованиях было установлено, что в процессе четырех основных фаз орогенеза (охвативших раннепалеозойский — каменноугольный периоды) площадь его развития приобретала все большую стабильность. В Новой Англии, более молодой складчатой области, представляющей собой геосинклиналь Новой Англии, процессы седиментации, как и тектонические движения, завершились в основном в конце перми.

В пределах Лакланского складчатого пояса ископаемые остатки кембрийского возраста на территории Нового Южного Уэльса не были обнаружены. Единственные породы, возраст которых может предположительно датироваться кембрием, это толща Гириламбон, слагающая бо́льшую часть антиклинория Гириламбон. Она представлена аспидными сланцами, филлитами, кристаллическими сланцами, кварцевыми граувакками и кварцитами. Подчиненное значение в разрезе имеют основные вулканиты. Возрастное соотношение между этими отложениями и породами ордовика установить не удалось.

Ордовикские (по большей части верхнеордовикские) отложения занимают обширную территорию Южно-Австралийских гор и слагают значительную часть антиклинориев *Уогга, Монаро и Саут-Кост.* Представлены они богатыми кварцем граувакками, серыми аспидными сланцами и граптолитсодержащими черными сланцами. Возможно, что эти отложения сформировались в результате осадконакопления в окраинном море, с тыльной стороны островной дуги. В Олбери, Уогга-Уогга, Кума и в других местах широко развита метаморфическая серия, включающая в себя высокометаморфизованные породы и анатектические граниты.

В пределах антиклинориев Кейперти, Молонг и Форбс, несколько выходящих в южном направлении за пределы широты Каури, находится территория, где широко распространены ордовикские андезитовые вулканиты. На очень ограниченной площади, заключенной между Каурой и *Веллингтоном и расположенной западнее Паркса,* представлены ракушечные известняки нижней и средней части верхнего ордовика. Вулканические породы, упомянутые выше, *слагали, по всей вероятности,* часть островной дуги, ограничивающей с востока окраинное море. К югу от Каури островная дуга была, по-видимому, значительно смещена в восточном направлении относительно современной береговой линии.

В пределах Нового Южного Уэльса нигде не удалось обнаружить непрерывный разрез ордовика—силура. В тех случаях, когда отсутствует угловое несогласие, устанавливаются перерывы в осадконакоплении (в разрезе зафиксированы три таких перерыва). Наиболее древний приурочен к границе ордовика и раннего лландовери (орогеническая фаза Кобблерс-Крик), второй локализован между отложениями нижнего и верхнего лландовери (фаза Пануара), третий разделяет породы верхнего лландовери и среднего венлока (фаза Кварри-Крик). В целом эти фазы составляют бенамбранский орогенез. Наиболее интенсивно орогенез проходил в южной части рассматриваемого района, *где он сопровождался региональным* метаморфизмом и внедрением гранитных интрузий. Граниты, связанные с этим метаморфическим комплексом, богаты калием, относительно бедны натрием и характеризуются низким содержанием кальция. Эти особенности химического состава типичны для регионально метаморфизованных отложений, причем, судя по данным полевых наблюдений, граниты имеют анатектическое происхождение.

В антиклинории Уогга процессы метаморфизма проявились раньше, чем на востоке, что, вероятно, связано с воздействием двух первых (из трех) фаз бенамбранского орогенеза. Богатые кварцем отложения верхнего лландовери (частично представленные турбидитами) сформировались, скорее всего, за счет разрушения пород ордовикского разреза, продукты эрозии которых накапливались в синклинориях Ясс и Кептенс Флэт-Голборн, частично также в антиклинории Монаро. Эти нижнесилурийские *отложения были дислоцированы во время* орогенической фазы Кварри-Крик. Породы антиклинория Монаро (и в меньшей степени антиклинория Саут-Кост) *были метаморфизованы и прорваны гранитными* интрузиями таким же образом, как и на более ранних этапах орогенеза. По всей вероятности, сокращение земной коры, связанное с бенамбранским орогенезом, обусловило

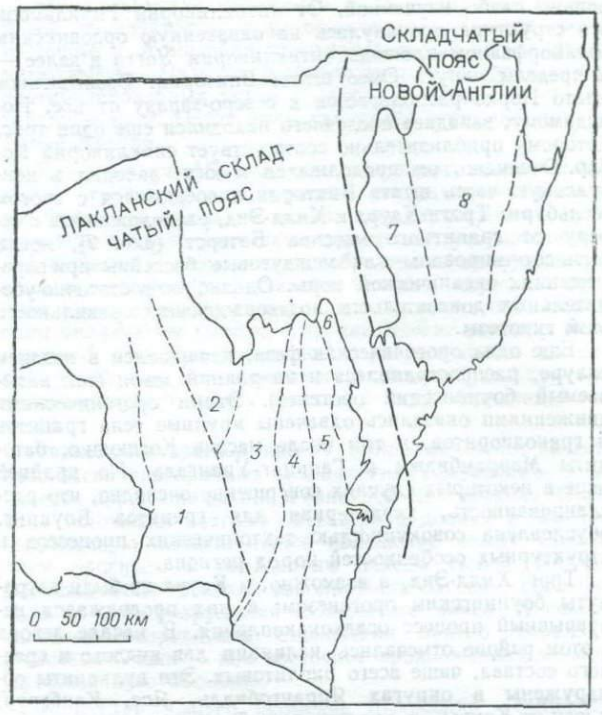


Рис. 7. Геотектоническое районирование восточных складчатых поясов Нового Южного Уэльса.

Лакланский складчатый пояс: *1* — метаморфический пояс Уогга, *2* — плато Паркс, *3* — трог Каура, *4* — антиклинорий Молонг, *5* — трог Хилл-Энд, *6* — антиклинорий Кейперти; складчатый пояс Новой Англии: *7* — трог Тамуэрт, *8* — свод Новой Англии.

превращение этого региона из предположительно окраинного островодужного бассейна в неустойчивую платформу.

Для силурийских пород Нового Южного Уэльса характерно присутствие дацитовых или риолитовых вулканитов наряду с известняками. В большинстве разрезов присутствуют и те и другие. Кроме того, широко распространены аспидные сланцы, граувакки и песчаники. В пределах антиклинория Молонг (приуроченного к одноименной возвышенности) залегают маломощные отложения силура. *Восточнее и западнее этой зоны мощность силурий*ского разреза возрастает, причем по крайней мере в восточном направлении наблюдается переход от мелководноморских к *граувакковым фациям (трог Хилл-Энд).* Последний, скорее всего, сформировался в среднем силуре. По некоторым данным верхнесилурийские отложения уменьшаются в мощности восточнее Софала (возвышенность Кейперти). Более мощная зона прослеживается к западу от возвышенности Молонг (трог Каура); она надвинута на более устойчивую зону, простирающуюся западнее Форбса (платформа Паркс), где мощность силурийского разреза вновь резко уменьшается. Возможно, что трог Каура имеет среднеордовикский возраст. Вполне вероятно, что трог Хилл-Энд проходил восточнее Канберры.

Силурийская толща, весьма богатая окаменелостями, сформировалась в районе Ясс, на южном продолжении *возвышенности Молонг. На тех же южных склонах от*ложилась и осадочная серия Канберра. Эта структура расширяется к югу, переходя на территорию штата Виктория. *Неизвестно, протягивался ли в южном направлении* трог Каура. Скорее всего, он заканчивался в Южно-Австралийских горах, к югу от Томота, ограничиваясь с запада другой геоантиклинальной структурой, еще до-

вольно слабо изученной. От антиклинория Гириламбон эта структура протянулась на охваченную ордовикским метаморфизмом площадь антиклинория Уогга и далее — в пределы округа Омео штата Виктория. Возвышенное плато Паркс располагается к северо-западу от нее. По-видимому, западнее последнего находился еще один трог, которому приблизительно соответствует синклинорий Кобар. Очевидно, он продолжался к югу, заходил в центральную часть штата Виктория и соединялся с трогом Мельбурн. Троги Каура и Хилл-Энд, расположенные к северу от гранитного массива Батерст (рис. 7), могли быть сформированы как междуговые бассейны при перемещениях океанической коры. Однако нет достаточно убедительных доказательств, подтверждающих правильность этой гипотезы.

Еще одна орогеническая фаза, начавшаяся в позднем силуре, распространилась и на ранний девон (так называемый боунингский орогенез). Этими орогеническими движениями оказались охвачены крупные тела гранитов и гранодиоритов, в том числе массив Косцюшко, батолиты Маррамбиджи и Ганнинг-Уиангала. По крайней мере в некоторых случаях совершенно очевидно, что рассланцованность, характерная для гранитов Боунинг, обусловлена совокупностью тектонических процессов и структурных особенностей пород региона.

Трог Хилл-Энд, а возможно, и Каура не были затронуты боунингским орогенезом: в них продолжался непрерывный процесс осадконакопления. В начале девона в этом районе отмечались излияния лав кислого и среднего состава, чаще всего риолитовых. Эти вулканиты обнаружены в округах Ярранглбилль, Ясс, Канберра, к югу от Кауры, в окрестностях Томота, северо-западнее Форбса и западнее Молонга. В троге Хилл-Энд отлагались туфы и вулканогенные граувакки. К северу от Молонга на одноименной возвышенности вулканиты перекрываются известняками и сланцами формации Гарра. Известняки, песчаники (частично турбидиты) и сланцы наблюдаются в троге Каура, на плато Паркс — кварциты, сланцы, известняки и вулканиты. Карбонатные осадки, представленные на западном крае трога Хилл-Энд, переходят по направлению на восток в аспидные сланцы и граувакки, перекрывающие вулканиты.

К востоку же от этого трога на возвышенности Кейперти (южнее Маджи) на протяжении 120 км развиты мелководные отложения (в основном известняки). В округе Ясс серия известняков согласно залегает на кислых вулканитах, упоминавшихся выше, в то время как в западном направлении эту серию перекрывают конгломераты и песчаники. Сходные по составу известняки представлены далее к югу в Ярранглбилли. В депрессии Дарлинг (район Кобара) в раннем девоне сформировалась осадочная группа Амфитеатр. Сланцы, кварциты и алевролиты образуют мощный комплекс аллювиально-дельтовых и мелководно-морских отложений, который выдвигался в сторону моря с юго-запада. По-видимому, аккумуляция речных отложений продолжалась в течение всего среднего девона. За раннедевонской фазой осадконакопления последовала еще одна серия тектонических движений — табераббераиский орогенез, который произошел, по-видимому, в конце среднего девона. В это время породы трогов Каура и Хилл-Энд были смяты в складки; вдоль оси трога Каура, от Даббо до Томота, внедрились крупные гранитные интрузии. В восточной части Южно-Австралийских гор осадочные породы на отдельных участках были также прорваны гранитами.

В результате табераббераиского орогенеза значительно изменился характер осадконакопления в Лакланской геосинклинали: закончилась седиментация флишевого типа; в западной ее части началось паралическое осадконакопление, распространявшееся затем все более широко в восточном направлении. Осадки представлены в основном кварцевыми песчаниками (часто косослоистыми), красными, зелеными и серыми сланцами и конгломератами. Встречаются остатки растений, рыбья чешуя и брахиоподы. Эти верхнедевонские отложения развиты главным образом в трех районах. Первый расположен к востоку от трога Хилл-Энд и протягивается вдоль современной береговой линии; здесь залегает мощная толща верхнего девона. Это тектонически более активный район, чем два других. Второй район находится к западу от горы Молонг, где отложения верхнего девона прослеживаются в западном направлении вплоть до восточной границы главного метаморфического пояса ордовикского возраста. Третий район расположен в пределах западного метаморфического пояса, приуроченного к депрессии Дарлинг.

Породы, локализованные во втором и третьем районах, характеризуются развитием широких складок и нигде не прорваны гранитами. Судя по направлениям косой слоистости в породах, эти районы были взаимосвязаны, а бо́льшая часть осадков поступала в них из юго-западного источника, расположенного за пределами Лакланского складчатого пояса. В районе, занимающем более восточное положение, складкообразование проходило с несколько большей интенсивностью, и там имеются гранитные интрузии (например, массив Батерст). Этим седиментационным циклом закончились процессы осадконакопления в пределах Лакланской геосинклинали Нового Южного Уэльса. Осадочные породы оказались смятыми в складки во время канамбланского орогенеза, приуроченного приблизительно к середине карбона.

Общее представление о геологическом строении Лакланского складчатого пояса можно получить с помощью модели «окраинное море — краевая островная дуга — междуговой бассейн». Многие структурные особенности этого региона изучены еще недостаточно детально, что затрудняет моделирование. Хотя в период бенамбранского и табераббераиского орогенезов отмечалось затухание тектонической активности, все же незначительное горообразование там имело место. Следует отметить, что на западе и юго-западе продолжалось поступление обломочного материала с высоким содержанием кварца, причем степень распространения этого материала в восточном направлении определялась соотношением между опусканиями и поднятиями территории. После завершения табераббераиского орогенеза, когда прекратилась вулканическая деятельность, представленная кислыми и средними лавами, по всей складчатой области распространились обогащенные кварцем осадки. Именно в этот период в Тамуэртском синклинории происходил вулканизм с известково-щелочными лавами; это, по всей вероятности, говорит о более восточном положении синклинория по сравнению с тем, где он находился до начала орогенеза.

Складчатый пояс Новой Англии. Тамуэртский синклинорий, расположенный в западной части Новой Англии, сложен осадочными породами, слабо или умеренно дислоцированными. Выходы этих отложений образуют дугу, простирающуюся от долины р. Хантер до побережья. На востоке синклинорий ограничен взбросом Пил и Большим Серпентинитовым поясом. Слагающая ее толща представлена отложениями от раннедевонского до пермского возраста (с небольшими перерывами), если не считать маломощные выходы ордовикских и силурийских пород в зоне разлома Пил.

Нижнедевонская группа пород Тамуэрт представлена известняками, сланцами, радиоляриевыми породами, граувакками, кератофирами и спилитами. Формация Болдуин (позднедевонского возраста), перекрывающая эти отложения, состоит из граувакк, конгломератов и брекчий. Обломочный материал в основном андезитовый. Выше следует серия сланцев и граувакк, перекрытых косослоистыми песчаниками, известняками и сланцами (во всех породах представлены раковины ископаемых форм). Мощность этой осадочной толщи, формирование которой продолжалось и в карбоне, резко уменьшается

в западном направлении, где устанавливаются несогласия. Осадки неморского происхождения обнаружены главным образом в нижней части геосинклинали Новой Англии и долины р. Хантер, где они представлены лититовыми и полевошпатовыми косослоистыми песчаниками, конгломератами, лавами (средними и кислыми) и пирокластами с подчиненными прослоями морских отложений. Часть обломочного материала интрузивного происхождения и состоит из гранитов.

Осадконакопление континентального типа захватило всю территорию складчатой области в начале ледникового периода (поздний карбон). В состав разреза ледниковых отложений входят тиллиты, тонкослоистые глинистые сланцы, водно-ледниковые осадки, туфы, базальты и риолиты. В низах разреза долины р. Хантер, вблизи Лохинвера и Поколбайна, ледниковые отложения залегают на гранитах, возраст которых не установлен. Отложения раннепермского возраста обнаружены в пределах блоков зоны разлома Пил, а также в южной части Тамуэртского синклинория. Это осадки морского происхождения, сформировавшиеся, по всей вероятности, за счет пород блока Вулломин-Тексас. Пермские осадки широко распространены к югу и к западу от складчатой области, в пределах Сиднейского прогиба.

Блок Кемпси представлен породами карбона и перми, сходными с породами Тамуэртского синклинория. Разница лишь в том, что в районе блока Кемпси в пермо-карбоновый период сохранялся исключительно морской режим. Складкообразование в пределах блока было не так сильно выражено, как в центральной части складчатого пояса Новой Англии; тем не менее в результате этих процессов там возникло резкое угловое несогласие между пермскими породами и горизонтально лежащими триасовыми песчаниками впадины Лорн вблизи Кемден-Хейвена.

Самые древние органические ископаемые центральной части складчатого пояса Новой Англии — это силурийские или раннедевонские кораллы, найденные в северной части блока Димон. К сожалению, нет данных о стратиграфическом распространении этих окаменелостей. В западной части блока Вулломин-Тексас наиболее древней является лишенная окаменелостей формация Вулломин, сложенная основными вулканитами и кремнистыми сланцами с некоторой примесью граувакк.

По-видимому, эта формация перекрыта отложениями граувакк, в значительной степени литифицированных. Возраст формации девонский и частично карбоновый. Известно всего лишь несколько мест, где встречены ископаемые каменноугольного возраста, по большей части на севере описываемого района. Возможно, что более древние палеозойские граувакки и аспидные сланцы представлены на побережье в блоке Брисбен.

В центральной части складчатого пояса Новой Англии породы большей частью интенсивно дислоцированы. Перед началом основного этапа пермского складкообразования (хантер-боуэнский орогенез) в этом районе наблюдалась по меньшей мере одна орогеническая фаза. В связи с этим следует отметить наличие несогласия между пермскими отложениями и слоями Вулломин вблизи г. Армидейла, а также между угленосной свитой Эшфорд пермского возраста и породами нижнего карбона у границы с Квинслендом. В результате этого орогенического движения произошло образование свода Новой Англии, расположенного восточнее Тамуэртского синклинория, где отлагались осадки, сформировавшие западную часть этого свода. Значительная часть последней, по-видимому, оказалась погруженной в ранней перми, только этим можно объяснить широкое распространение осадочных пород названного возраста в описываемом районе. Образовались очень мощные отложения граувакк, аспидных сланцев и галечниковых аргиллитов в ранней перми (блок Намбакка). Синклинорий, в котором накапливались эти осадки, возможно, возник в процессе рифтообразования.

Нижнепермские отложения были захвачены главной фазой складчатости, а расположенные непосредственно восточнее г. Армидейла испытали сильный региональный метаморфизм. Надвиги сопровождались внедрением серпентинизированных пород к западу и к востоку от центральной зоны. После этого внедрился огромный батолит Новой Англии.

Как и в случае Лакланского складчатого пояса, особенности геологического строения обсуждаемого региона могут быть познаны на основе модели островной дуги. При этом следует учитывать, что степень утолщения земной коры на данном участке, обусловленная среднепермским орогенезом (разрушившим систему островных дуг), была значительно более высокой по сравнению с Лакланским складчатым поясом. Так как многие вопросы региональной геологии оказались неразрешенными до сих пор, у нас еще нет возможности создать детальную геодинамическую гипотезу развития всей складчатой области.

Сиднейский краевой прогиб. Отложения этого прогиба несогласно перекрывают ордовикские, силурийские и девонские породы на южной и западной его окраинах. Пермские отложения заходят на севере в долину р. Хантер, занимающую промежуточное положение между Сиднейским прогибом и складчатым поясом Новой Англии. Бóльшая часть осадков, заполнивших бассейн, образовалась за счет разрушения складчатого пояса. В северо-западном направлении Сиднейский прогиб переходит в бассейн Оксли — юго-восточное продолжение Большого Артезианского бассейна.

В долине Хантер пермские отложения начинаются группой Долвуд (морские полимиктовые конгломераты, лититовые песчаники с подчиненными сланцами). Выше залегают угленосные отложения Грета. Их перекрывают осадки второй стадии морской седиментации (группа Мейтленд). Завершается разрез двумя угленосными свитами — Томаго и Ньюкасл. Разрез пермских отложений прослеживается вдоль западного борта складчатого пояса Новой Англии до Ганнеда, а также за его пределами. В северо-западной части прогиба в осадочных отложениях нижней перми обнаружены кислые, средние и основные вулканиты.

За исключением локальных выходов маломощных угленосных отложений к северо-западу от Уладалла, обнажения базальных пород Сиднейского прогиба представлены морскими осадками пермского возраста. На юге имеются корреляционные разрезы групп Долвуд и Мейтленд. У западного края прогиба преобладают песчаники (часто с присутствием ледниковых эрратических валунов) — возрастные аналоги группы Долвуд. На южном побережье мощность этих отложений возрастает; они представлены более тонкозернистыми разностями, лучше охарактеризованными фаунистически. Богатые сборы фауны были сделаны в районах Геррингонг и Уладалла. На описанных выше породах залегают речные и дельтовые угленосные отложения перми Иллавара, одновозрастные с таковыми Ньюкасла. Угольные залежи Иллавара широко разрабатываются.

Триас представлен аллювиально-дельтовым и мелководно-морским комплексом. В базальную группу Нарабин входят песчаники, конгломераты, а также серо- и красноцветные сланцы. Вдоль побережья в песчаных осадках отмечается значительная примесь литокластического материала; во внутренних частях прогиба развиты кварцевые песчаники. Ими сложены крутые обрывы западных склонов гор Блу-Маунтинс. Залегающая выше группа Хоксбери, выходы которой отмечаются в районе г. Сидней, представлена блестящими косослоистыми кварцевыми песчаниками. В сланцевой линзе, залегающей среди песчаников Бруквилла, обнаружена богатая фауна ископаемых рыб. Группа Вианаматта (в кровле триасо-

вого разреза) в основании представлена сланцами, а в верхней ее части развиты лититовые песчаники.

Мульда (бассейн) Кларенс-Моретон. Комплекс аллювиально-дельтовых отложений мульды Кларенс-Моретон несогласно залегает на пермских и более древних породах геосинклинали Новой Англии. Возраст осадков мульды варьирует от триасового (?) до мелового. Мощность их около 3000 м, она является максимальной для разрезов Нового Южного Уэльса. Тектонические нарушения, имевшие место в процессе геологического развития бассейна, разделили его разрез на три части. Нижняя часть представлена угленосными отложениями Нимбойда, где помимо кварцево-лититовых песчаников, полимиктовых конгломератов, сланцев и маломощных угольных пропластков в некотором количестве представлены также риолитовые туфы. Угленосная свита Нимбойда несогласно перекрывается группой Бандемба (кварцевые песчаники, серые глинистые сланцы, алевролиты), формацией Марбург (преимущественно глинистые сланцы) и угленосными отложениями Уоллун (серые глинистые сланцы, тонкие прослои углей и лититовые песчаники), составляющими континентальную толщу от позднетриасового до юрского возраста, развитую к югу от Квинсленда. Несогласия были обнаружены между угленосными слоями Уоллун и перекрывающей их пачкой Кенгуру-Крик, представленной блестящими косослоистыми кварцевыми песчаниками. Верхняя часть осадочного разреза рассматриваемой мульды — формация Графтон — сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами.

Большой Артезианский бассейн. В пределах этого бассейна развиты аллювиальные и мелководно-морские отложения от триасового до раннемелового возраста. Породы триаса несогласно перекрывают пермские на участке Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба (штат Квинсленд). На юге они сменяются отложениями Сиднейского прогиба. Триасовые породы представлены песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами. Распространение нижнетриасовых пород ограничено юго-восточной частью бассейна, расположенной в пределах Нового Южного Уэльса. Среднетриасовое осадконакопление было более широко развито в восточной части бассейна, но отложения среднего триаса несогласно перекрываются нижне- или среднеюрскими породами. Юрские образования иногда залегают непосредственно на породах палеозойского фундамента. Базальтовые лавы Гарроувилла в юго-восточной части бассейна залегают между триасовой и юрской толщами. В юрском разрезе представлены песчаники и глинистые сланцы, чередующиеся с подчиненными прослоями конгломератов. Песчаные породы наиболее распространены в западной части бассейна, где они образуют значительно более мощные пачки, залегающие между выступами пород фундамента. Этот разрез юрских отложений, сопоставляемый с разрезами нижне- и среднеюрских песчаников Пресипайс, глинистых сланцев Эвергрин, песчаников Хоттон и группы Инджун-Крик южной части Квинсленда, перекрывается песчаниками, сланцами и песчанистыми сланцами группы Блатдейл (верхняя юра — нижний мел). Эти осадки представлены фациями дельт (которые преобладают) и окраинных морей.

Выше расположены голубые и серые глинистые сланц морского генезиса, входящие в группу Роллинг-Даунс В обнажениях этих пород вблизи Уайт-Клиффс и Лайтнинг-Ридж обнаружены драгоценные опалы, которыми славится эта местность.

В относительно глубоких частях бассейна вдоль границы с Квинслендом морские осадочные породы перекрыты дельтовыми отложениями группы Роллинг-Даунс с большим содержанием песчаного материала.

Впадина Муррей (Марри). Несмотря на то что мощность третичных и четвертичных отложений этой впадины составляет всего лишь около 300 м, иногда они подстилаются породами пермского и мелового возраста. На западной окраине бассейна, вблизи Джирилдери, приблизительно 300-метровая толща пермских ледниковых осадков, морских песчанистых сланцев и углей залегает на кристаллических сланцах ордовика. Западная часть впадины сложена эоценовыми карбонатными песками и песчанистыми глинами. Выше лежат олигоценовые и миоценовые известняки, глины и конгломераты. Их перекрывают карбонатные песчанистые глины плиоцена. Заканчивается разрез плейстоценовыми и голоценовыми песками. В восточной части впадины озерные осадки подстилаются речными песками и глинами четвертичного возраста, мощность которых достигает 100 м.

Посторогенный вулканизм. Повсеместно на территории восточной части Нового Южного Уэльса широко развиты выходы лавовых потоков от мезозойского до третичного возраста. В незначительном количестве встречаются также интрузивные тела. На основании скудных данных, которыми располагает автор, можно сказать, что вулканическая деятельность достигала своего максимума в эоцене и в миоцене. Большинство вулканических излияний представлено щелочными оливиновыми базальтами и толеитами, но на западе региона в ряде мест обнаружены лейцитовые базальты. Крупнейшая посторогенная интрузия сложена меловыми монцонитами Маунт-Дромадери, локализованными на южном побережье. Внедрение этой интрузии предшествовало рифтообразованию вблизи поднятия Лорд-Хау, представляющего собой микроконтинентальный блок, а равно и формированию Тасманова моря (60—80 млн. лет назад). Менее крупные интрузии тешенитов и сиенитов характерны для Сиднейского прогиба. Возраст некоторых из этих интрузивов по данным калий-аргонового метода варьирует от юрского до мелового. Три вулкана третичного возраста сложены трахитовыми лавами: это Маунт-Каноболас (вблизи Оринджа), Уоррамбангл (расположенный в 250 км к северу от первого) и Нандевар-Рейнджес (в 160 км севернее гор Уоррамбангл). В северо-восточной части описываемой территории отложения мульды Кларенс-Моретон перекрыты третичными вулканитами различного состава. Экструзивные породы представлены базальтами и риолитами. Кольцевой комплекс Туид в горах Уорнинг, в состав которого входят гранофиры, представляет собой реликт гигантского вулкана центрального типа, лавы которого обнаружены среди пород соседнего хр. Макферсон и плато Лемингтон, протягивающегося в Квинсленд более чем на 100 км.

Г. Пэкхем

Модель тектонического развития территории Нового Южного Уэльса в палеозое *

Теоретические положения и основные данные гипотезы, представляющей собой один из вариантов теории тектоники плит, применительно к истории структурного развития территории Нового Южного Уэльса в палеозое приводились в другой работе [Scheibner L., 1972]. Здесь мы ограничимся кратким изложением новой гипотезы, основанной на модели тектоники плит, по У. Эльзассеру, учитывающей как их перемещение, так и обратное дви-

* Несмотря на то что вопрос изучения Австралийского региона с позиции тектоники плит стал обсуждаться совсем недавно и по этой проблеме нет еще единого мнения, редакторы сочли полезным при подведении итогов представить одну из моделей истории тектонического развития рассматриваемого района. Многие высказанные здесь предположения должны быть проверены на практике, при проведении полевых исследований. — *Прим. Р. Фейрбриджа.*

жение погружающейся в зоне Беньофа литосферной пластины. Растягивающие напряжения в литосфере у переднего края плиты возникают в результате обратного движения ее в зоне Беньофа. Передача растягивающих напряжений на передний край плиты приводит к разрывам в земной коре и активизирует непосредственно связанный с ними процесс генерации плиты. Под этим подразумевается осевое (или не осевое) разрастание океанического дна. Такое разрастание происходит в зонах растягивающих напряжений. Мы вкратце привели одну из двух основных гипотез, объясняющих возникновение окраинных морей. Вторая гипотеза, высказанная Д. Каригом, основана на диапировом разрыве.

На фронтальном крае поддвигающейся под желоб плиты (под верхнюю и нижнюю части склона) океанические отложения оказываются «содранными»; происходит накопление осадков континентального подножия либо островодужного бассейна с формированием в результате флишевого клина. Последний характеризуется неоднократными значительными нарушениями, а также присутствием основных вулканических и ультраосновных пород. Вращение континентальной плиты по направлению к океану является причиной большинства структурных деформаций краевой подвижной зоны.

Гипотеза гранитных дериватов У. Гамильтона объясняет происхождение гранитов как орогеническое. Однако наличием единственной зоны субдукции нельзя объяснить образование всех палеозойских гранитов Нового Южного Уэльса. Некоторые граниты и кислые вулканиты сформировались в процессе поддвигания океанической коры окраинных морей на значительное расстояние от основного желоба, окаймляющего основную плиту.

Серпентинитовые пояса Нового Южного Уэльса соответствуют в основном не зонам субдукции, а зонам обдукции. Последние формировались в периоды быстрых продвижений фронтальных краев континентальных плит; в ходе этого процесса соседние участки океанической коры и верхней мантии сталкивались и надвигались друг на друга.

Предполагается, что в раннем палеозое рассматриваемый регион представлял собой континентальную окраину протерозойского Австралийско-Антарктического материка, контактировавшего с гипотетическим Палеотихим океаном. В раннем кембрии в результате раскола древняя тихоокеанская океаническая кора оказалась отделенной от примыкавшей к ней континентальной коры. На участке возникшего таким образом раздвижения коры, в месте современного положения восточной окраины Австралийской плиты, сформировалась система окраинных морей, островных дуг и желобов.

В раннем кембрии на территории Нового Южного Уэльса, в краевой части Австралийской плиты, можно выделить следующие основные структурные элементы: окраинное море Канманту и его продолжение, желоб Банкания, вулканическую дугу Маунт-Райт, шельф Гналта, отделенный зоной разломов Куненбери от глубоководной террасы Уайт-Клиф. Две последние структуры подстилаются протерозойским комплексом Уономинта и флишевым клином Гириламбон (в желобе). Все перечисленные тектонические подразделения входили в состав дократонной провинции Канманту — Тайеннан. Кратонизация в пределах этой провинции в период деламирского орогенеза проходила столь интенсивно, что на ней сформировалась провинция переходного типа Гналта.

Дократонная провинция Канманту — Тайеннан представлена в штате Виктория зоной Хиткот, а в Тасмании — вулканической дугой Маунт-Рид и желобом Дандас. Сходную ситуацию можно наблюдать в пределах Новой Зеландии (кембрийская вулканическая дуга), что помогло установить кембрийский возраст древнего ядра Новой Зеландии, расположенного южнее Тасмании. Вполне возможно, что подобная картина наблюдается также в пределах Квинсленда (см. также статью Хайдекера).

В раннем и среднем ордовике в окраинной части Австралийской плиты произошло новое сильное растяжение океанической коры. Значительная часть флишевого клина Гириламбон оказалась отделенной от основной плиты, в результате чего образовалось окраинное море Уогга. На фронтальной окраине обособившегося комплекса Гириламбон и океаническом основании сформировалось вулканическое поднятие (вулканическая дуга) Молонг. Восточнее же шло формирование нового флишевого клина (впадина Монаро). Вращательное движение Австралийской плиты по направлению к Тихому океану привело к началу бенамбранского орогенеза. После его завершения, в самом начале силура, имело место новое смещение, что в свою очередь обусловило возникновение сильного растяжения, приведшего к образованию трех окраинных бассейнов. Это (с запада на восток) троги Кобар, Каура и Хилл-Энд; южным продолжением последнего является трог Кэптенс-Флэт. Центральный и восточный троги первоначально возникали в результате раскола вулканического поднятия Молонг на три сегмента. Западный сегмент остался связанным с шельфом Паркс, за счет центрального сформировался шельф Молонг-Канберра, восточный сегмент послужил источником формирования фронтальной островной дуги.

В самом конце раннего силура произошел куидонгский орогенез. Во время этого орогенеза имело место очень активное внедрение интрузий по разломам и сформировалось поднятие Кейперти. Кроме того, началось излияние и кислых лав. Магматическая деятельность, вызванная орогеническими движениями, продолжалась в силуре и в раннем — среднем девоне. Продолжались процессы седиментации в трех основных окраинных бассейнах.

В течение среднего — позднего силура желоб вновь расширился. Соответственно произошло формирование нового междугового бассейна Марруин к востоку от поднятия Кейперти. Фронтальная вулканическая дуга, сформировавшаяся в конце силура, в настоящее время скрыта, но именно она служила источником вулканогенного обломочного материала, поступавшего в район фронтальной дуги Тамуэрт. В пределах этой территории образовалась более глубокая, примыкающая к фронтальной дуге впадина (трог) Тамуэрт, характеризовавшаяся глубоководной седиментацией и образованием спилитов. На верхних и нижних склонах этой впадины отложились слои Вулломин; сформировался, таким образом, новый флишевый клин.

В позднем силуре и раннем девоне Австралийская плита продолжала вращательное движение по направлению к океану. Вначале закрылся трог Кобар, а затем и Каура. Произошло поддвигание океанической коры, но в заключительной стадии этого процесса развились также зоны обдукции, которым ныне соответствуют серпентинитовые пояса Кулак и Томот-Понд. Шельфовое осадконакопление было распространено по всей площади деформированных трогов, в то время как в открытом троге Хилл-Энд продолжали накапливаться осадки флишевого типа как континентально-осадочные, так и вулканогенные. Островная дуга, расположенная восточнее впадины Муррей (Марри), служила источником значительных масс обломочного материала, отлагавшегося на неустойчивом шельфе Тамуэрт (бассейн фронтальной дуги). На передовой окраине плиты продолжалось формирование флишевого клина Вулломин. Наличие основной зоны субдукции обусловило развитие вулканической фронтальной дуги; экструзии вулканитов кислого и среднего состава и широкое распространение интрузивных тел связаны с процессами субдукции океанической коры окраинных морей и частичным расплавлением новообразованной коры.

Во время среднедевонского табераббранского орогенеза значительные площади прежних окраинных морей и поднятий, составлявших дократонную провинцию Лак-

лан, были дислоцированы, метаморфизованы и интрудированы магматическими телами. Таким путем произошло формирование кратона. Площади развития островной дуги Тамуэрт и флишевого клина Вулломин также подверглись кратонизации, хотя и в меньшей степени. В результате в дократонной провинции Лаклан сформировалась область переходного типа Лемби. Территория, сохранившая свое дократонное развитие, может быть названа дократонной провинцией Новой Англии. В ее пределах выделяются два основных структурных элемента: шельф Мендоува и неустойчивый шельф Тексас (область развития фронтальной островной дуги). Что же касается области переходного типа Лемби, то в ее пределах находились на западе континентальные бассейны Равендейл и Херви, а на востоке — межгорная впадина Лемби, где во франский век недолго существовал шельф Лемби.

Во время кунамбланского орогенеза (поздний визе) сформировался Лакланский складчатый пояс (кратон). Быстрое перемещение Австралийской плиты привело в соприкосновение океаническую кору и мантийные образования комплекса Вулломин-Тексас в зоне обдукции (надвиг Пил). В краевой части Лакланской геосинклинали в намюрский век интрудировали граниты Батерст. Впоследствии субдукция закончилась у края желоба Вулломин-Тексас. Кратонный комплекс Вулломин-Тексас поднялся над уровнем моря, за счет чего возник континентальный массив (свод) Новой Англии, в то время как на западе и на юге происходило формирование шельфа Куллатин, а далее к западу — образование континентально-паралического бассейна Эйр.

В результате обратного движения в зоне субдукции начало возникать растяжение на площади, где позднее, в позднем карбоне, должен был возникнуть Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб. В то время как в Квинсленде, по-видимому, развивалась островная дуга, на территории Южного Уэльса сформировался вулканический рифт.

В ранней перми новое растяжение океанической коры привело к образованию Сиднейско-Боуэнского краевого прогиба, а также внутренних эпикратонных бассейнов. Разрывы в земной коре нарушили более древние структуры, вследствие чего бассейн Намбукка оказался в контакте с двумя зонами: шельфом Дрейк, где отложился комплекс Вулломин-Тексас, и шельфом Йессаба, в основании которого залегает группа Тамуэрт. Судя по всему, осадки бассейна Намбукка, среди которых развиты офиолиты, отлагались непосредственно на поверхности океанической коры, скорее всего в пределах окраинного моря. Породы бассейна Намбукка испытали неоднократные тектонические деформации.

Во время хантерского орогенеза, который происходил главным образом в позднеартинский век, надвиг Пил (зона обдукции), сформировавшийся в карбоне, испытал горизонтальное смещение в направлении против часовой стрелки. Амплитуда этого смещения составила около 150 км. Северная часть блока Вулломин-Тексас оказалась смещенной в горизонтальной плоскости вдоль серии меридиональных сбросов. Блок Димон сместился вдоль одного из этих сбросов (Димон) в южном направлении против часовой стрелки, в результате чего слои Намбукка были раздавлены под воздействием другого жесткого блока Кемпси. К югу от блока Димон сформировалась небольшая зона обдукции. Огромные массы гранитного вещества поступали как из зоны субдукции, так и в результате расплавления земной коры. Немногочисленные гранитные тела внедрились в процессе тектонических деформаций. Однако следует отметить, что большинство гранитов Новой Англии являются посттектоническими и внедрялись уже после горизонтальных смещений. Точка «коллизии» сместилась к северу, так что граниты орогенического происхождения внедрились на территории Нового Южного Уэльса в пермский период; в Квинсленде этот процесс наблюдался в триасе и позднее. Таким же образом тектонические процессы с течением времени перемещались к северу.

В поздней перми в Новом Южном Уэльсе образовалась область переходного типа, а окончательная кратонизация имела место в период боуэнского орогенеза.

Э. Шейбнер

Полезные ископаемые

Всего лишь через 9 лет после того, как на Австралийском материке было основано первое английское поселение — будущий г. Сидней (1788 г.), в Ньюкасле обнаружили залежи угля. Открытие золотых россыпей Офира в округе Ориндж (1851 г.) положило начало широким поискам рудных полезных ископаемых, и самым важным можно считать обнаружение в 1882 г. крупнейшего полиметаллического месторождения Брокен-Хилл. Основные минеральные ресурсы Нового Южного Уэльса представлены этим месторождением, а также угольными залежами.

Горная промышленность штата за финансовый 1969/70 г. дала продукцию на общую сумму 385 млн. австралийских фунтов. Почти половина этой суммы (179 млн. фунтов) приходится на уголь, добываемый из залежей пермского возраста, в первую очередь из месторождений Ньюкасл и Геллауарра. Угольные пласты мощностью в среднем 2—3 м залегают почти горизонтально. Угли жирные, используются для получения кокса и как источник энергии.

Хотя в первые годы существования горного промысла в Новом Южном Уэльсе было получено огромное количество золота, в настоящее время добыча этого металла имеет там второстепенное значение. Как правило, золото извлекается попутно, при разработке других рудных ископаемых. Бо́льшая часть золота была получена из аллювиальных россыпей. Нет никаких сомнений, что его источник связан с длительной денудацией палеозойских складчатых поясов, в особенности приуроченных к южным и центральным нагорьям. Вообще говоря, рудные месторождения, приуроченные к породам палеозоя, очень разнообразны по составу, но в основном довольно мелкие. Из этого правила есть два исключения: речь идет о месторождениях медно-полиметаллическом Кэптенс-Флэт и золото-медном Кобар.

Залежи медных и свинцово-цинковых руд Кэптенс-Флэт приурочены к крутой синклинальной складке, сложенной силурийскими породами, и локализованы в зоне крупного сдвига. Рудоносные горизонты представлены глинистыми сланцами, залегающими среди вулканических пород кислого — среднего состава, и подстилающими их известковыми и туфогенными сланцами. Эти рудники до закрытия их в 1962 г. дали более 4 млн. т руды (свинец, цинк, медь, серебро, золото).

В Кобаре рудоносные алевролиты обнаружены в почти вертикально падающей сланцевой толще (Большие сланцы Кобара). Оруденение приурочено также к контакту кобарских сланцев и граувакк Чесни. Эти пачки входят в состав группы Кобар силурийского (?) возраста. На месторождении было добыто около 8 млн. т медной руды.

Месторождение Брокен-Хилл залегает в толще метаморфических пород докембрийского комплекса Уильяма. На этом месторождении было добыто более 100 млн. т руды со средним составом 13,2% свинца, 9,1% цинка и 2,176 кг/т серебра. Рудное тело погружается как в северном, так и в восточном направлении; длина его составляет более 6 км. Главные рудные минералы: сфалерит, галенит, пирротин, марказит, халькопирит, арсенопирит и леллингит; жильные минералы — гранат, кальцит, кварц и др. Вмещающими породами рудных жил служат слюдисто-силлиманитовые сланцы, гнейсы и метакварциты; эта метаморфическая толща смята в складки.

В отложениях пляжевых песков были добыты в значительном количестве рутил, циркон и ильменит. Эти отложения широко распространены на северном побережье, где часто под воздействием прибойных волн образуются промышленноценные концентрации указанных минералов в северной части пляжей.

Аллювиальные россыпи олова обнаружены в Новой Англии в пределах блока Вулломин-Тексас, а также в центральной части Нового Южного Уэльса (антиклинорий Уогга).

Г. Пэкхем

СЕВЕРНАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Северная территория занимает часть площади Австралийского материка, расположенную к северу от 26-й параллели и заключенную между 129 и 138° в. д. Ее северные берега омываются водами Тиморского и Арафурского морей и зал. Карпентария. На западе, юге и востоке с ней граничат соответственно штаты Западная Австралия, Южная Австралия и Квинсленд. Площадь Северной территории составляет 1 347 520 км². Общая протяженность в меридиональном направлении 1700 км, в широтном — 1000 км. *Северное побережье, низменное и плоское, часто* окаймленное песчаными пляжами и топкими низинами, поросшее густыми мангровыми зарослями, протягивается приблизительно на 1700 км. Над низкими берегами иногда возвышаются прибрежные мысы, сложенные осадочными породами (песчаниками, мергелями, часто латеритами) или гранитами. Склоны этих мысов очень крутые и представлены скальными утесами (клифами), высота которых в ряде случаев достигает 30 м. Береговая линия, как правило, изрезана небольшими узкими заливами и устьями рек; немногие из них судоходны. У северо-западного побережья расположены многочисленные островки и два относительно крупных острова — Батерст и Мелвилл. *Самый большой остров зал. Карпентария* — Грут-Айленд-Мишен. Единственные хорошо защищенные морские стоянки — это порт Дарвин и бухта Мелвилл (у п-ова Гав).

По направлению к внутренним районам Северной территории рельеф постепенно повышается, достигая у 18-й параллели высоты около 300 м. Наиболее возвышенные формы рельефа образуют здесь водораздел, за которым начинается область внутреннего стока, характеризующаяся редкими временными водотоками. Далее к югу на значительной площади высоты поверхности составляют около 600 м. Здесь проходит несколько горных цепей, вытянутых в основном в широтном направлении. Самая высокая отметка Северной территории — гора Зил (1510 м), расположенная в пределах хр. Макдоннелл. В юго-западной части Северной территории находится несколько небольших соленых озер, как правило пересохших. Среди них выделяется довольно крупное оз. Амадиес. Значительные *площади внутренних областей рассматриваемого региона* заняты полупустынями и пустынями; особенно это относится к его западной части. Покрытая дюнами * пустыня Симпсон частично распространяется на юго-восточные районы Северной территории.

Выделяются два основных климатических сезона: влажный с продолжительностью ноябрь — апрель и сухой (с мая по октябрь). Во время влажного сезона, когда северная часть Северной территории находится под воздействием северо-западных муссонов, на внутренние районы время от времени обрушиваются тропические грозовые ливни. В областях, характеризующихся относительно обильным выпадением осадков, растительность сходна с индонезийской; однако в отличие от Индонезии в пределах Северной территории нет влажных тропических лесов.

Первая геологическая карта района Катерин — Дарвин была составлена в 1949 г. силами Бюро минеральных ресурсов (БМР) Австралии. С этого времени полевые партии БМР проводят комплексные исследования Северной территории, включая рекогносцировочные маршруты, региональное геологическое картирование, магниторазведку, аэромагнитную и гравиметрическую съемки.

Геоморфология

Вся Северная территория может быть подразделена на семь орографических (геоморфологических) зон, краткая характеристика которых (в направлении с севера на юг) приводится ниже.

Прибрежная равнина. Эта равнина достигает максимальной ширины к юго-востоку от Дарвина, в то время как у берегов заливов Жозеф-Бонапарт и Карпентария она не шире 80 км. Равнина несколько сужается к северо-востоку, где на отдельных участках берег ограничен клифами. В направлении от берега рельеф повышается, достигая 80 м над уровнем моря. Общий характер поверхности — низменный; равнина здесь усеяна беспорядочно разбросанными невысокими холмами. Водные потоки, текущие по равнине, образуют многочисленные меандры и обычно теряются в мангровых болотах.

Центральное плато. Более двух третей рассматриваемой площади занято обширными плато и плоскими равнинами, образующими слабо всхолмленные поверхности. Высота холмов в центральной части Северной территории варьирует от 180 до 700 м. К северу от Алис-Спрингс поверхностный сток слабо развит или отсутствует.

Расчлененное краевое плато. Центральное плато к северу переходит в расчлененное краевое плато, ширина которого изменяется от 150 до 300 км. К этой полосе приурочены истоки рек Виктория и Дейли. Относительные высоты краевого плато иногда достигают 180 м. Здесь развиты узкие с крутыми склонами долины, формирование которых обусловлено тектоническими процессами и контролируется структурными особенностями района.

Центральные хребты и нагорья. *Слабо выраженные* «хребты» в центральной и западной части Северной территории возвышаются над поверхностью плато всего лишь на 15—150 м, хотя в ряде случаев склоны их крутые и представлены скальными обрывами. К северу от Алис-Спрингс в широтном направлении протягиваются неровные плато с превышениями рельефа не более 150 м.

Южные хребты. Расположены на самом юго-западе рассматриваемого региона и вблизи г. Алис-Спрингс. Они образуют почти непрерывный пояс широтного простирания, состоящий из параллельно ориентированных горных гряд; общая протяженность их достигает 400 км при ширине 100 км. Относительные высоты этого горного пояса чаще всего не превышают 250 м. *Здесь расположена* самая высокая вершина Северной территории — гора Зил (1510 м).

Южные пустыни. Более трех четвертей поверхности *южных районов покрыто песчаными* дюнами. В пределы Северной территории частично входит пустыня Симпсон, где развиты дюны, ориентированные в северо-западном субмеридиональном направлении. К западу от пустыни распространены изолированные плато и кряжи, окаймленные с запада солончаками и карстовыми равнинами, с севера — песчаными пустынями, а с юга — гранитными холмами и предгорными равнинами хребтов Манн и Масгрейв. Река Финк — единственный водоток (временный), выносящий свои воды за границы этого региона и достигающий замкнутого бассейна оз. Эйр, расположенного на 16 м ниже среднего уровня океана. Все остальные водные потоки не выходят за пределы данной местности.

* По-видимому, в данном случае имеются в виду не береговые формы эолового рельефа, а барханы или грядовые пески. — *Прим. пер.*

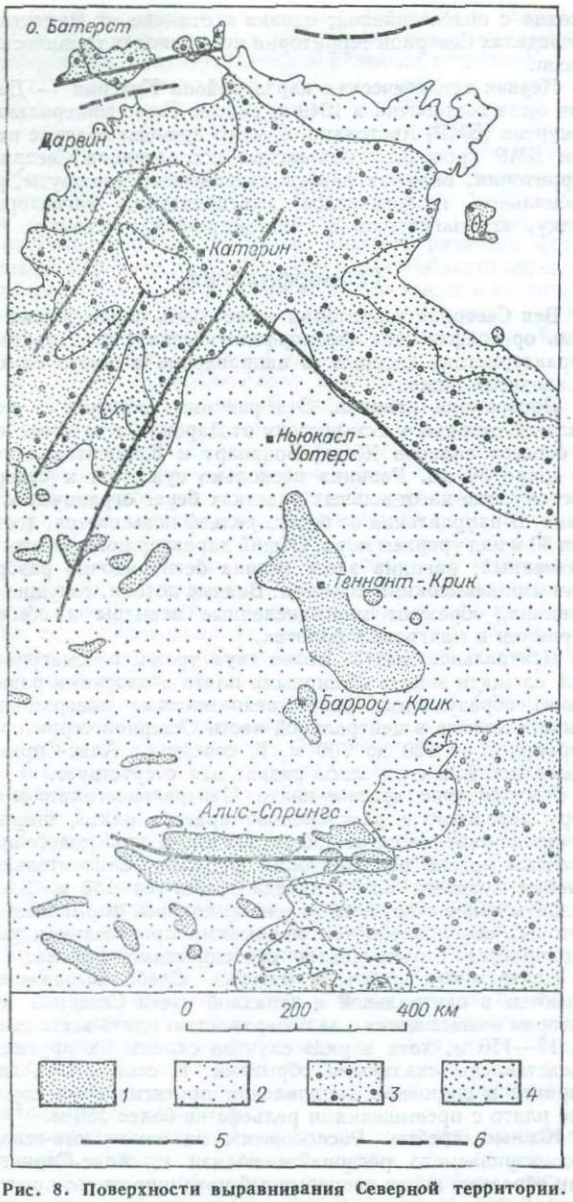


Рис. 8. Поверхности выравнивания Северной территории.

1 — останцы раннемеловой (поднятые до уровня позднемеловой — среднетретичной денудации); *2* — позднемеловая — среднетретичная (денудационно-аккумулятивная); *3* — миоцен-позднетретичная с останцами позднемеловой — среднетретичной поверхности; *4* — плиоцен-плейстоценовая с останцами более древних поверхностей; *5* — оси воздымания; *6* — оси прогибания.

Поверхности выравнивания

Дж. Хейс [Hays J., 1967] выделил четыре поверхности выравнивания в пределах Северной территории (рис. 8).

Раннемеловая поверхность выравнивания. Это наиболее древняя и высоко залегающая поверхность, расположенная в пределах центрального плато с высотными отметками от 250 до 550 м. Останцы ее неравномерно распределены на площади рассматриваемого региона. Лучше всего развита раннемеловая поверхность на хребтах, окружающих г. Теннант-Крик. Она отсутствует на обширных плато, но представлена на некоторых вершинах горных гряд, расположенных в юго-западной и западной части Северной территории (вплоть до ее западных границ). Первоначальная высота этой поверхности не достигала в общем 60 м.

Позднемеловая—среднетретичная поверхность выравнивания. Она особенно широко развита на центральном плато. Ее останцы часто встречаются в таких районах активной эрозии, как центральные хребты или северное обрамление центрального плато. Первоначальная высота этой поверхности составляла на значительном протяжении 15 м. Ныне ее высотные отметки колеблются от 350 до 180 м и ниже.

Миоцен-плиоценовая поверхность выравнивания. Эта поверхность развита в пределах северного краевого плато, где она наложена на более древнюю поверхность выравнивания раннемелового — среднетретичного возраста. Локальный рельеф здесь представлен денудационными останцами. В районе Уэйв-Хилл высота рельефа составляет 180 м. В северной части Северной территории эта поверхность расчленена верховьями рек Виктория и Дейли. В северо-западном направлении она полого опускается к зал. Жозеф-Бонапарт. К северо-востоку высота ее рельефа возрастает до 300 м.

Плиоцен-плейстоценовая поверхность выравнивания. Эта полициклическая поверхность, характеризующаяся проявлениями все еще активных процессов латеритизации, развивается в настоящее время в прибрежных районах, а также в пределах нескольких внутренних бассейнов на отложениях всех возрастов начиная с раннепротерозойских.

Деформации изгиба. С начала мелового осадконакопления наряду с пологими тектоническими деформациями в пределах Северной территории имели место крупные изгибы слоев. На рис. 9 показаны две главные оси воздымания слоев бассейна, ориентированные параллельно контакту нижнемеловых и среднетретичных отложений. Они определяют особенности структурного очертания этого региона с раннего протерозоя, а также контролируют конфигурацию северного побережья Австралии. Оси, расположенные к западу от двух главных конвергирующих осей, совпадают с осями пологих складок. Образование бассейна Ван-Димен связано с субширотным (восток-северо-восточным) прогибанием в этом районе. В результате прогибания возникла и замкнутая депрессия, обнаруженная в зал. Жозеф-Бонапарт. Формирование расчле-

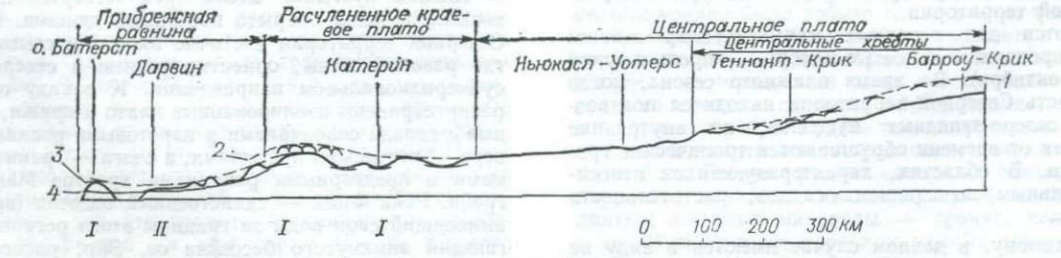


Рис. 9. Схематический профиль поверхностей выравнивания Северной территории.

Усл. обозначения (*1—4*) см. на рис. 8. *I* — воздымание; *II* — прогибание.

ненного плато к северу от г. Катерин обусловлено поднятием, в процессе которого породы позднемелового возраста были подняты до уровня среднетретичной денудации. В южной части Северной территории миоцен-плиоценовая поверхность выравнивания оказалась наклоненной в связи с позднетретичным опусканием бассейна оз. Эйр.

Стратиграфия

Архей. Архейские породы, абсолютный возраст которых превышает 2300 млн. лет, обнажаются во многих местах на севере и северо-западе в виде выступов кристаллического фундамента, сохранившихся среди протерозойских отложений. Эти останцы сложены пегматитами, гнейсами и измененными основными вулканитами. Эродированный купол Рам-Джангл, представленный слабо метаморфизованными осадками, является одним из тех немногих мест в Австралии, где обнажен на поверхности контакт между архейскими и нижнепротерозойскими породами. Метаморфизованные осадки образуют куполовидную структуру, облекающую гранитный фундамент; возраст гранитов — 2450 млн. лет.

Комплекс Арнем (архей — нижний протерозой) представляет собой «выступ» фундамента, сложенный гранитами, гнейсами и гранулитами, обнажающимися к северо-востоку от бассейна Мак-Артур.

Выходы комплекса Личфилд (архей или нижний протерозой) протягиваются в виде длинного пояса западнее геосинклинали Пайн-Крик. Породы этого комплекса представлены кристаллическими сланцами, гранулитами и амфиболитами, прорванными гранитами, мигматитами и долеритами.

Протерозой. Нижний протерозой (2400—1800 млн. лет). Нижнепротерозойские породы обнажаются главным образом в пределах следующих трех районов: 1) между городами Катерин и Дарвин, 2) на площади развития комплекса Гранитс-Танами и 3) в бассейне Теннант-Крик. В первом районе протерозойские отложения аккумулировались в геосинклинали Пайн-Крик — сложной, относительно неглубокой внутрикратонной впадине, развивавшейся на архейском основании, представленном комплексом Рам-Джангл [Walpole B. P., 1968]. Здесь развиты аркозы, кварцевые граувакки, кремнистые сланцы и доломиты. Мощность протерозойской толщи в этом районе 3000 м. Позднее сформировались вторичные троги. В западном троге отложились граувакки, мощностью 2800 м, в восточном — толща доломитов, сланцев и карбонатных пород (мощностью около 6000 м), перекрытая алевролитами с прослоями граувакковых разностей. Наконец, на вновь сформированной платформе, протянувшейся в юго-западном направлении (в пределы бассейна р. Виктория), отложилась пачка песчаников (1300 м). Комплекс Гранитс-Танами (архей — нижний протерозой) сложен кристаллическими сланцами, филлитами, кремнистыми известняками, доломитами, глинистыми сланцами и кварцитами с небольшим количеством кислых и основных вулканитов, иногда прорванных гранитами. В районе Теннант-Крик отложения «геосинклинали» Уарраманга представлены граувакково-сланцевой толщей мощностью 1500 м, прорванной массивными, впоследствии рассланцованными, гранитами и адамеллитами, а также гранит-пофирами и перекрытой игнимбритами.

В пределах хр. Дейвенпорт, к югу от Теннант-Крик, сформировалась мощная толща (7500 м), сложенная кварцевыми песчаниками (глинистыми в основании разреза) с риолитовыми, андезитовыми и базальтовыми лавами. К северу от Теннант-Крик, в хр. Ашбертон, разрез отложений нижнего протерозоя однсвозрастен разрезу хр. Дейвенпорт и очень сходен с ним литологически. Эти отложения, по всей вероятности, сформировались во вторичных седиментационных бассейнах (типа «геосинклинали» Дейвенпорт), краевых по отношению к «геосинклинали» Уарраманга.

В состав комплекса Аранта входят метаморфические породы, подвергшиеся деформациям как до, так и после осадконакопления в авлакогене Амадиес. Метаморфический комплекс Аранта представлен гранулитами, кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, известково-кремнистыми породами и кварцитами, а также кислыми и щелочными интрузивами. Возраст метаморфических гранулитов определяется в 2250 млн. лет, гранитов — от 1800 до 1300 млн. лет.

Аделаидий и карпентарий. Основание системы Карпентария имеет возраст около 1800 млн. лет, системы Аделаида — около 1400 млн. лет [Dunn P. R. e. a., 1966]. Выходы карпентарийских отложений встречаются на обширной территории, они слабо смяты в складки и залегают на крутопадающих слоях нижнего протерозоя. Породы карпентарийского возраста представлены в основном песчаниками, глинистыми сланцами, доломитами и известняками с прослоями вулканитов в основании разреза. Наиболее полно эта толща развита в районе зал. Карпентария. Одновозрастная мощная серия (более 8500 м), сложенная аренитами и карбонатными породами, залегает в пределах бассейна Мак-Артур, где представлен стратотипический разрез. Выполняющие бассейн Саут-Николсон отложения общей мощностью более 6000 м (аргиллиты, алевролиты, глауконитовые пески) коррелируются с верхней частью разреза бассейна Мак-Артур.

В комплексе Масгрейв наиболее древние породы представлены гранулитами (абсолютный возраст 1600 и 1300 млн. лет) и гранитами, несогласно перекрываемыми толщей кислых и основных эффузивов и кварцитов. Все породы этого комплекса прорваны интрузивами мафических и ультрамафических пород — дунитов, норитов, пироксенитов, реже пикритов, троктолитов и габбро. Эти интрузивные тела прослеживаются в западном направлении на 320 км.

Отложения аделаидия аккумулировались в бассейнах Арафура и Виктория-Ривер, и, вероятно, ими перекрыты породы комплекса Гранитс-Танами; кроме того, они слагают базальные формации впадин Нгалия, Джорджина и авлакогена Амадиес. В бассейне Арафура терригенная толща системы Аделаида мощностью более 1350 м, представленная кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами (фации устойчивого шельфа), несогласно залегает на более древних горизонтах бассейна Мак-Артур.

К западу от площади развития комплекса Аранта, в безымянном бассейне, развита толща, сложенная песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, алевролитами и строматолитовыми окремненными породами с прослоями кремнистых сланцев. Эта толща, мощность которой превышает 5000 м, несогласно залегает на гранитах протерозоя (нижняя часть системы Карпентария) и на породах фундамента архейского — раннепротерозойского возраста (комплекс Гранитс-Танами). В свою очередь, она несогласно перекрывается горизонтально лежащими кембрийскими породами впадины Уайзо.

Большая часть пород протерозойского возраста, распространенных во впадине Нгалия (внутрикратонной депрессии широтного простирания, приуроченной к комплексу Аранта), перекрыта более молодыми отложениями палеозоя и не имеет выхода на поверхность. Мощность протерозойской толщи, залегающей в этой депрессии (приблизительно 6500 м), установлена по аэромагнитным и сейсмическим данным [Cooper J. A. e. a., 1971]. Базальная формация толщи сложена в нижней части кварцитами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками; вышележащие слои разреза представлены переслаиванием песчаников, алевролитов, тиллитов и доломитов. К северо-востоку от комплекса Аранта, в бассейне Джорджина, также обнаружены породы системы Аделаида. Ледниковые отложения, залегающие в основании этого разреза, представлены

алевролитами (содержащими несколько валунов с ледниковой штриховкой до 1 м в диаметре), кварцевыми песчаниками и доломитами. Эта гляцигенная пачка перекрывается толщей (глинистые сланцы, кварцевые песчаники, алевролиты и доломиты) мощностью 1500 м [Smith K. G., 1972]. В кровле толщи обнаружены ископаемые остатки кембрийского возраста. Отложения авлакогена Амадиес, окаймленного с севера и с юга породами комплексов Аранта и Масгрейв соответственно, представлены кварцитами и карбонатными породами, перекрываемыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками, доломитами и ледниковыми осадками, эквивалентными породам синеклизы Джорджина [Wells A. T. e. a., 1970].

Палеозой. В результате лавовых излияний, покрывших в начале кембрийского периода бо́льшую часть площади на северо-западе Северной территории, сформировалась толща вулканитов основного состава мощностью до 1000 м. Эти вулканические породы перекрываются среднекембрийскими морскими известняками и глинистыми сланцами бассейна Дейли-Ривер, а также среднекембрийскими глинистыми сланцами и тонкослоистыми известняками и девонскими песчаниками впадины Орд. Перерывы в осадконакоплении, имевшие место в отложениях силура — среднего девона, обусловлены поднятием этого участка и последующим эрозионным размывом. В течение силура и среднего девона бо́льшая часть рассматриваемой площади представляла собой сушу с равнинным рельефом.

В течение девона и карбона на поверхности толщи основных вулканических пород бассейна Бонапарт-Галф аккумулировалась карбонатно-аренитовая толща, сменившаяся в пермо-триасе паралическими осадками. Среднекембрийские карбонатные породы широко развиты в синеклизе Джорджина. Распространение пресноводных осадков верхнего кембрия, ордовика и девона было ограничено лишь южной частью данного бассейна, а в его северо-западной краевой части эти породы были перекрыты мезозойскими. Разрезы кембрия и нижнего ордовика представлены главным образом карбонатными породами, среднего ордовика — песчаниками и алевролитами, разрезы девона — песчаниками. Наиболее древние породы бассейна Уайзо — доломиты, известняки и доломитистые алевролиты нижней части среднего кембрия. Отложения доломитов и песчаников нижнего — среднего ордовика мощностью около 3000 м, аккумулированные в троге (южная часть бассейна), несогласно перекрываются девонскими песчаниками.

В течение кембрийского периода на юго-западе авлакогена Амадиес отмечалась мощная толща конгломератов и аркозов, а песчаники, глинистые сланцы и в меньшем количестве морские осадки аккумулировались в северо-восточной части этой депрессии. Терригенные отложения (песчаники) сменились переслаиванием карбонатных пород, лютитов и эвапоритов (2000 м); затем отложились морские строматолитовые карбонаты нормальной и повышенной солености. Толща ордовикских песчаников и глинистых сланцев с подчиненными карбонатными породами общей мощностью до 2500 м согласно залегает на базальной формации в северной части бассейна и несогласно — в южной. Вертикальные движения значительного масштаба на территории авлакогена Амадиес начались в силуре. Здесь широко представлены выходы девонских песчаников как мелководно-морского, так и аллювиального и эолового происхождения. Общая мощность этих песчаников — до 900 м. Начавшееся вслед за значительным подъемом опускание привело к накоплению верхнедевонской толщи мощностью более 3000 м, сложенной пресноводными (речными и озерными) молассами. Формирование этой молассовой толщи продолжалось и в раннем карбоне. Интенсивное поднятие гор в карбоне создало условия для процессов оледенения, о чем свидетельствует несогласное перекрытие верхнедевонских осадочных пород пермскими ледниковыми отложениями [Wells A. T. e. a., 1970]. Во впадине Нгалия мощность кембрийской пачки переслаивания доломитов, алевролитов и подчиненных песчаников более 300 м. Мощность песчаниковых толщ ордовика и карбона составляет здесь около 1000 и 2000 м соответственно.

Мезозой. Породы мезозойского возраста широко распространены почти на всей площади северной части Северной территории, а также на юго-востоке, в пределах бассейна Эроманга, осадки которого перекрывают верхнепротерозойско-мезозойскую толщу авлакогена Амадиес. На севере ими сложены изолированные останцы (островные горы) либо обширные плоскогорья. Эти осадки датируются ранним мелом, мощность их не превышает 60 м. Они, как правило, не затронуты складчатостью, но в ряде мест нарушены небольшими разломами. Отмечаются как континентальные, так и морские фации; толщу слагают песчаники, алевролиты и окаменелые глины, по большей части интенсивно латеритизированные. Разрез бассейна Эроманга (в юго-восточной части Северной территории) представлен горизонтально- и пологозалегающими аллювиальными и мелководно-морскими отложениями раннеюрского — позднемелового возраста общей мощностью до 1500 м. В ряде случаев ими сложены эрозионные останцы, разделенные обширными пространствами, перекрытыми аллювиальными и эоловыми песками.

Кайнозой. Подъем меловых отложений в позднем мезозое или раннетретичной эпохе сопровождался небольшими дифференцированными изгибами слоев. Все породы более древнего возраста подверглись сильному выветриванию, в результате чего образовались латериты и бокситы, а в речных долинах происходило накопление аллювия. В современном рельефе отмечаются многочисленные поверхности выравнивания и островные горы. Наряду с этим произошло накопление песков, коллювиальных отложений, а на локальных участках — морских осадков. В ряде мест обнаружены котловины пересохших соленых озер с мезозойскими и третичными континентальными отложениями мощностью в несколько сотен метров.

Палеонтология

В пределах Северной территории известно значительное количество фаунистических комплексов, однако во многих местах еще необходимо провести более детальные палеонтологические исследования. Особый интерес представляет возможность нахождения микрофауны.

В протерозойских породах обнаружены следы некоторых наиболее примитивных организмов. Строматолиты (сине-зеленые водоросли) часто встречаются в отложениях нижнего протерозоя геосинклинали Пайн-Крик и в карпентарийских породах бассейна Мак-Артур, где найдены крупные онколиты (возможно являющиеся водорослями). Некоторые примитивные организмы были также обнаружены в разрезе аделаидских слоев авлакогена Амадиес.

Раннекембрийские археоциаты, водоросли и губки характерны для пород, развитых в южной части Северной территории. Трилобиты среднекембрийского возраста широко представлены во впадинах Бонапарт-Галф, Орд, Дейли-Ривер и Джорджина. Граптолитсодержащие породы ордовика обнаружены во впадинах Джорджина, Амадиес и Бонапарт-Галф. Раннеордовикские наутилоиды встречены во впадинах Джорджина и Амадиес наряду с трилобитами, брахиоподами и конодонтами. Брахиоподы, а также растительные остатки позднедевонского возраста представлены в бассейне Бонапарт-Галф. Брахиоподы, морские моллюски и наземные растения пермского возраста были описаны при изучении осадков этого бассейна. Раннемеловые аммониты собраны в районе Дарвина. Третичные морские отложения содержат мшанки, фораминиферы, пеле-

циподы, гастроподы и морские ежи. Если говорить о позвоночных, то в этих отложениях хорошо представлены остатки рыб (в том числе зубы акул), рептилий, а также птиц и сумчатых.

Тектоника

На тектонической карте Австралии и Новой Зеландии (Изд-во Австралийского геол. о-ва, 1971 г.) показаны взаимоотношения основных структур (складчатых, платформенных и переходного типа). Анализ этих структурных элементов дает основание предполагать, что в геологическом развитии Австралийского материка имело место несколько циклов, причем каждый из циклов завершался кратонизацией.

Подвижные области, в состав которых входят геосинклинали, формирующие пояса, вмещающие изолированные кратоны (срединные массивы), отмечаются в областях развития «комплексов Рам-Джангл, Гранитс-Танами, Арнем, Личфилд, Аранта и Масгрейв, а также в геосинклиналях Пайн-Крик и Уарраманга» (рис. 10).

Для областей переходного типа характерны тектонические деформации (от поздне- до посторогенных), обилие интрузивных и вулканических пород и редкие проявления метаморфизма. Такие породы несогласно перекрывают орогенические образования, ассоциируют с комплексом Гранитс-Танами и породами «геосинклиналей» Пайн-Крик и Уарраманга, а на северо-востоке к ним относятся посторогенные граниты.

Слабая тектоническая деформация, последовавшая за кратонизацией, привела к образованию трех платформенных покровных областей, сформировавшихся на месте обособленных групп осадочных бассейнов с редкими интрузиями и связанными с ними базальтовыми покровами. К таким бассейнам относятся: «геосинклиналь» Дейвенпорт, безымянный бассейн, окаймляющий комплекс Гранитс-Танами, а также депрессии Виктория-Ривер, Арафура, Амадиес, Нгалия, Дейли-Ривер, Джорджина, Уайзо, Орд и Бонапарт-Галф. Платформенное развитие всех групп депрессий проходило однотипно и одновременно, и слагающие их отложения несогласно перекрывают породы переходных областей и более древних орогенических провинций.

Геосинклинали и впадины северной части Австралии подверглись тектонической деформации в конце раннего протерозоя. Породы геосинклинали Пайн-Крик были смяты в складки вдоль осей от меридионального до северо-западного простирания. Они обычно совпадают с границами геосинклинали, но местами изменяют направление, обтекая выступы пород фундамента. Крутопадающие взбросы и нормальные сбросы сопровождали складчатость и в основном параллельны осям складок. Осадочные породы подверглись большей частью довольно слабому региональному метаморфизму. Отложения систем Карпентария и Аделаида были прорваны долеритовыми силлами как до складкообразования, так и после. Породы, слагающие «геосинклиналь» Уарраманга, были нарушены сдвигом северо-западного простирания.

Вулканиты кислого состава и гранитные интрузии, сменившиеся основным вулканизмом и платформенным осадконакоплением, имели место в карпентарийское время (поздний протерозой). Эти породы были смяты в складки весьма неравномерно: наряду с сильно перемятыми отмечаются участки почти не затронутые складкообразованием.

Бассейн Бонапарт-Галф представляет собой довольно простую и относительно симметричную структуру, характеризующуюся хорошо выраженной глыбовой тектоникой наряду с редкими проявлениями складчатости. Прогибание земной коры, положившее начало формированию бассейна в раннем кембрии, могло быть связано с оттоком базальтовой магмы из мантии [Veevers J. J., 1967]. В на-



Рис. 10. Схематическая геологическая карта Северной территории.
1—3 — породы осадочного чехла: *1* — от пермских до верхнемеловых, *2* — от нижнеаделаидских до триасовых, *3* — от нижнекарпентарийских до нижнеаделаидских; *4—7* — редкие небольшие интрузивные тела и базальтовые покровы среди отложений осадочного чехла: *4—5* — вулканические породы (*4* — кислые, *5* — основные), *6—7* — интрузивные или гипабиссальные породы (*6* — кислые, *7* — основные); *8—10* — породы, переходных областей: *8* — посторогенные граниты, *9* — верхне- и посторогенные вулканические и осадочные породы, небольшие интрузии, *10* — поздне- и посторогенные метаосадочные породы: *11—19* — докембрийский фундамент (комплексы изверженных и метаморфических пород) и орогенические области: *11* — Масгрейв, *12* — Аранта, *13* — Уарраманга, *14* — Гранитс-Танами, *15* — Рам-Джангл, *16* — Мэрфи (метаморфический), *17* — Арнем, *18* — Личфилд, *19* — геосинклиналь Пайн-Крик.

чале позднего девона имел место значительный подъем вдоль юго-восточного края бассейна. Взброшенные блоки в этой части структуры оказались источником поступления в него значительных масс обломочного материала, за счет чего аккумулировались мощные отложения конгломератов. В синеклизе Джорджина разрывные дислокации также резко преобладают над складчатостью. Разломы, прорывающие среднекембрийские отложения вдоль северного края этого бассейна, простираются в субширотном (восток-северо-восточном и запад-северо-западном) направлении согласно разрывным системам фундамента.

Дизъюнктивные дислокации, видимо, преобладают и в постдевонской тектонике. Эти крупные нарушения сформировали две большие асимметричные синклинали с пологим падением крыльев на юго-запад. Довольно сходный характер тектонических деформаций имел место при формировании бассейна Уайзо.

Во впадинах Нгалия и Амадиес прогибание земной коры и осадконакопление начались почти одновременно. Процессы сбрасообразования были связаны с эпейрогеническими движениями, обусловившими наблюдаемые несогласия. Основные тектонические нарушения отложений имели место в течение каменноугольного периода, после прекращения процесса осадконакопления. В северной части впадины Нгалия породы оказались смятыми в складки и взброшенными; на юге же они были только наклонены и нарушены нормальными сбросами. Впадина Нгалия и авлакоген Амадиес были разобщены в результате возникновения регионального антиклинория. На юго-западном, северном и северо-восточном краях авлакогена Амадиес сформировались тектонические покровы, захватившие как породы фундамента, так и отложения осадочного чехла. Все эти покровные структуры обращены по направлению к бассейну, а слагающие их породы интенсивно смяты в складки. Отмечаются два основных несогласия: первое, обусловленное послекембрийским складкообразованием, и второе — на границе складчатых пород каменноугольного периода (?) и горизонтально залегающих отложений перми и мезозоя. Основные надвиги наблюдаются в пределах северного и южного антиклинорных выступов пород фундамента в северной и южной части авлакогена Амадиес. В Северной территории мезозойские отложения залегают в основном горизонтально; наблюдаемое иногда слабонаклонное залегание их обусловлено незначительным прогибанием, имевшим место в кайнозое.

Полезные ископаемые

Удаленность от возможных рынков сбыта значительно ограничивала масштабы добычи полезных ископаемых Северной территории. Основная рудоносная провинция этой части Австралии расположена между городами Катерин и Дарвин. Большинство промышленных месторождений золота, меди, серебра, свинца, цинка, олова, вольфрама, урана и железа залегает в породах протерозоя; эти месторождения, за исключением урановых, связаны с пегматитовыми и гранитными интрузиями.

В рудоносной провинции между плоскогорьем Баркли и зал. Карпентария в пиритизированных сланцах района р. Мак-Артур обнаружено крупное полиметаллическое месторождение, запасы которого составляют 200 млн. т руды со средним содержанием 9% цинка и 4% свинца. Слабое развитие металлургической промышленности задерживает промышленную эксплуатацию этого месторождения.

Уран был впервые обнаружен в 1949 г. на месторождении Рам-Джангл. В настоящее время по запасам урана Австралия занимает одно из первых мест в мире.

Первая официальная находка золота была зарегистрирована в 1865 г. на р. Блэмор, в нескольких километрах к югу от Дарвина. Месторождение Теннант-Крик вначале также разрабатывалось на золото. Обнаружение в его пределах в 1952 г. медного оруденения резко повысило промышленную ценность этого месторождения и позволило подсчитать запасы комплексных золото-медных руд в количестве 3,5 млн. т со средним содержанием 2,6% меди и 1,9 г/т золота.

Залежи бокситов обнаружены на островах Гов и Марчинбар в зал. Карпентария. Промышленные запасы бокситов месторождения Гов составляют около 250 млн. т, залежей Марчинбар — 9 млн. т. Латеритные никелевые руды найдены у юго-западной границы Северной территории.

Месторождения марганца известны на о. Грут-Айленд-Мишен. Они представлены пологопадающими пластовыми залежами пизолитовых руд значительной протяженности с запасами свыше 50 млн. т. Широкая разработка этих месторождений начата в 1966 г.

Обширные залежи фосфоритов мощностью до 20 м установлены в северо-западной части впадины Джорджина (нижняя часть среднекембрийской толщи) и во впадине Амадиес. Это бедные руды с низким содержанием фосфатов. Значительная удаленность от рынков сбыта делает нерентабельным в настоящее время разработку месторождений.

Маломощные пласты каменного угля вскрыты разведочными, а также эксплуатационными нефтяными скважинами в нижнепермских отложениях на водораздельном участке между устьями рек Фицморис и Дейли. Бурые угли обнаружены в районе Санта-Тереза (70 км к юго-западу от г. Алис-Спрингс).

Месторождения нефти и газа открыты в породах кембрийского и ордовикского возраста впадины Амадиес, на участках Мерино и Палм-Валли (к западу от г. Алис-Спрингс). Промышленные запасы газа составляют приблизительно 44 млрд. м³, запасы нефти (на участке Мерино) — около 8 млн. т. Детальная разведка нефти и газа продолжается. Особенно интенсивно она проводится в последние годы в прибрежной зоне зал. Жозеф-Бонапарт.

Г. У. Д'Аддарио

КВИНСЛЕНД

Штат Квинсленд находится в северо-восточной части Австралии, занимая 22% всей территории материка. Площадь штата составляет 1 738 000 км². Бóльшая ее часть (к северу от широты Барколдайна — Рокгемптона) расположена в пределах тропического пояса.

Основные геоморфологические и тектонические особенности

Квинсленд представляет собой область развития зрелых морфоструктур и характеризуется сглаженным рельефом. Это обусловлено длительной эрозионной деятельностью и пенепленизацией. С конца раннемеловой эпохи вся территория была расположена выше уровня океана, за исключением некоторых районов на юго- и северо-востоке штата, где отсутствуют высокие горы и крутые скальные обрывы. Наиболее высокая вершина имеет абсолютную отметку 1602 м. Большой Водораздельный хребет, расположенный вдоль восточного побережья, характеризуется относительно низким рельефом почти на всем своем протяжении.

В целом на рассматриваемой территории наблюдается полное соответствие геоморфологических и тектонических элементов. Здесь выделяются три главные геотектонические структуры: кратонный докембрийский щит, обнажающийся в северо-западной и северной частях региона;

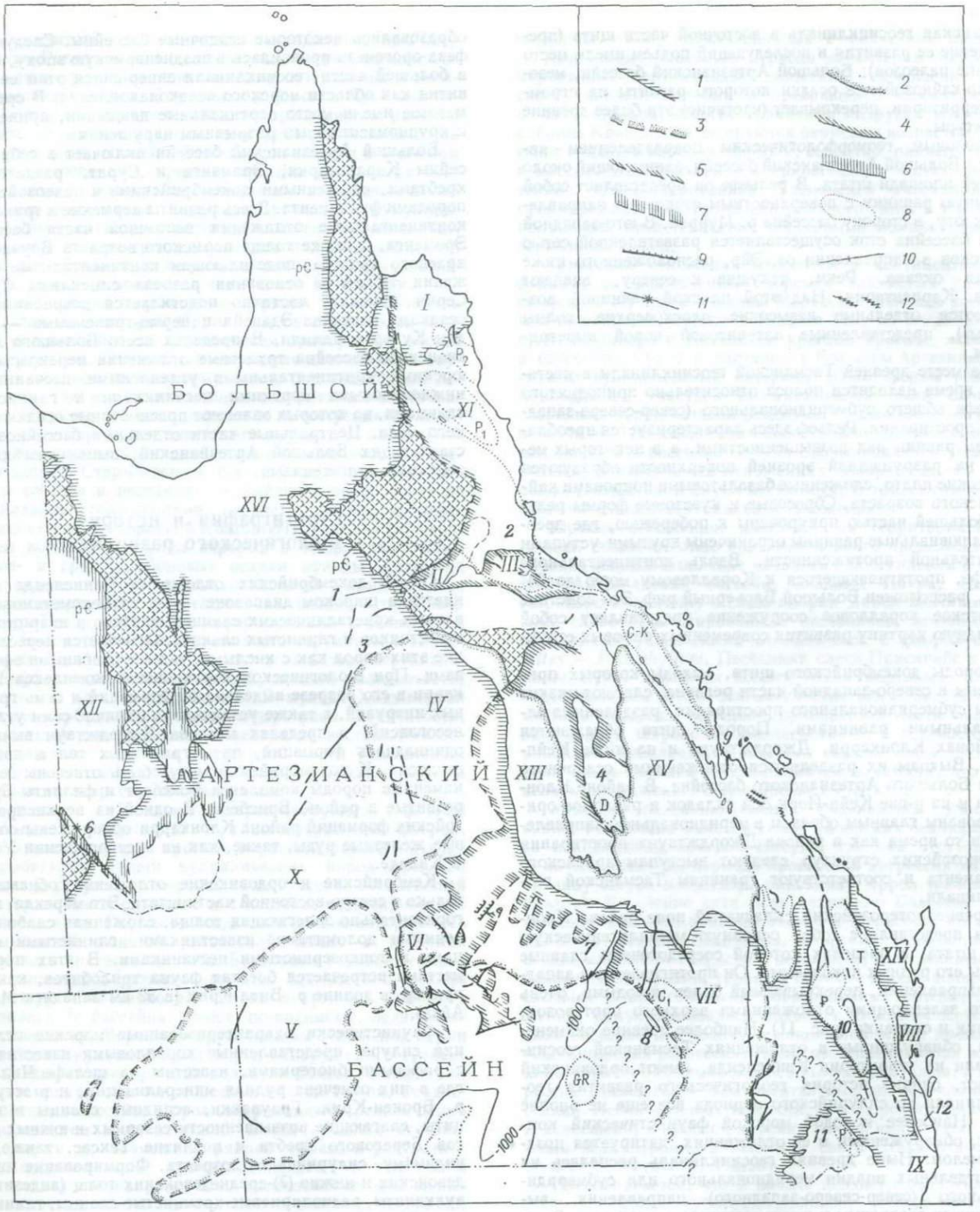


Рис. 11. Карта структурных элементов Квинсленда, по данным Д. Хилла и А. К. Дэнмида [Hill D., Denmead A. K., 1960]. Составил Д. Хилл, 1967 г.

1—7 — границы бассейнов: *1* — юрского и мелового возраста, *2—3* — пермского и триасового возраста (*2* — прослеженные, *3* — предполагаемые), *4—5* — девонского и карбонового возраста, включая силурийские отложения впадины Ходжкинсон (*4* — прослеженные, *5* — предполагаемые), *6—7* — кембрийского и ордовикского возраста (*6* — прослеженные, *7* — предполагаемые); *8* — районы развития гранитных интрузий; *9* — разломы; *10* — антиклинали; *11* — синклинали; *12* — серпентиниты.

Основные структуры (римские цифры). *I—IX* — бассейны: *I* — Лаура, *II* — Брокен-Ривер, *III* — Бердекин, *IV* — Галили, *V* — Куперс-Крик, *VI* — Эдавейл, *VII* — Сурат, *VIII* — Намбур, *IX* — Ипсуич-Кларенс; *X* — депрессия Эроманга; *XI—XIV* — мульды и впадины: *XI* — *Ходжкинсон*, *XII* — *Джорджина*, *XIII* — *Драммонд*, *XIV* — *Мэриборо*; *XV* — *Боуэнский* прогиб; *XVI* — синеклиза Карпентария.

Второстепенные структуры (арабские цифры на карте): *1* — прогиб Брокен-Ривер; *2* — грабен Сибил; *3* — зона погребенных структур; *4* — поднятие Эйнаки; *5* — трог Норт-Яррол; *6* — синклиналь Токо; *7* — антиклиналь Мараноа; *8* — трог Арброт; *9* — полуграбен Стикс; *10* — блок Ярраман, *11* — поднятие Тексас; *12* — блок Бинлей.

Тасманская геосинклиналь в восточной части щита (прекращение ее развития и последующий подъем имели место в конце палеозоя); Большой Артезианский бассейн, мезозойско-кайнозойские осадки которого развиты на огромной территории, перекрывает (частично) эти более древние структуры.

Основным геоморфологическим подразделением является Большой Артезианский бассейн, занимающий около $^2/_3$ всей площади штата. В рельефе он представляет собой огромную равнину с поверхностным стоком по направлению к югу, в сторону бассейна р. Муррей. В юго-западной части бассейна сток осуществляется разветвленной сетью водотоков в направлении оз. Эйр, расположенного ниже уровня океана. Реки, текущие к северу, впадают в зал. Карпентария. Над этой плоской равниной возвышаются отдельные невысокие плосковерхие холмы («месы»), представленные латеритовой корой выветривания.

На месте древней Тасманской геосинклинали в настоящее время находится полоса относительно приподнятого рельефа общего субмеридионального (север-северо-западного) простирания. Рельеф здесь характеризуется преобладанием равнин над возвышенностями, а в некоторых местах на разрушенной эрозией поверхности образуются невысокие плато, сложенные базальтовыми покровами кайнозойского возраста. Сбросовые и куэстовые формы рельефа большей частью приурочены к побережью, где древние аллювиальные равнины ограничены крутыми уступами значительной протяженности. Вдоль континентального шельфа, протягивающегося к Коралловому морю до 24° ю. ш., расположен Большой Барьерный риф. Это поистине гигантское коралловое сооружение представляет собой наглядную картину развития современных рифовых структур.

Породы докембрийского щита, выходы которых приурочены к северо-западной части региона, слагают низкие гряды субмеридионального простирания, разделенные аллювиальными равнинами. Породы щита обнажаются в районах Клонкарри, Джорджтауна и на п-ове Кейп-Йорк. Выходы их разделяются отложениями осадочного чехла Большого Артезианского бассейна. В районе Клонкарри и на п-ове Кейп-Йорк оси складок и разломов ориентированы главным образом в меридиональном направлении, в то время как в районе Джорджтауна простирания протерозойских структур следуют выступам архейского фундамента и соответствуют границам Тасманской геосинклинали.

Древнепротерозойский складчатый пояс района Клонкарри представляет собой основную металлогеническую зону штата, в пределах которой сосредоточены главные запасы его рудных ископаемых. Он протягивается в западном направлении, перекрываемый более молодыми, очень полого залегающими отложениями верхнего протерозоя, кембрия и ордовика (рис. 11). Наиболее древние окаменелости, обнаруженные в отложениях Тасманской геосинклинали на территории Квинсленда, имеют ордовикский возраст, однако история геологического развития геосинклинали до силурийского периода все еще не вполне ясна. Наиболее молодой морской фаунистический комплекс, обнаруженный в ее отложениях, датируется поздним мелом. Ныне древняя геосинклиналь распалась на ряд отдельных впадин меридионального или субмеридионального (север-северо-западного) направления, выполненных осадочным и вулканогенным материалом. Зоны перегибов между ними, сложенные слабо метаморфизованными породами, представляют собой фундамент этих впадин либо наиболее древние отложения, залегающие в основании разреза бассейнов, подвергшиеся умеренному метаморфизму и приподнятые в виде горстов или антиклиналей. Основные орогенические движения, обусловившие палеогеографическую обстановку этой геосинклинали, по-видимому, произошли в среднем девоне, когда образовались некоторые осадочные бассейны. Следующая фаза орогенеза проявилась в позднепермскую эпоху, когда в большей части геосинклинали завершился этап ее развития как области морского осадконакопления. В среднем мезозое имели место вертикальные движения, приведшие к крупномасштабным разрывным нарушениям.

Большой Артезианский бассейн включает в себя бассейны Карпентария, Эроманга и Сурат, разделенные хребтами, сложенными докембрийскими и палеозойскими породами фундамента. Здесь развиты пермские и триасовые континентальные отложения восточной части бассейна Эроманга, а также толща пермского возраста Боуэнского краевого прогиба, подстилающая континентальные отложения триаса в основании разреза синеклизы Сурат. Серия Эроманга частично подстилается девонскими (?) осадками бассейна Эдавейл и пермо-триасовыми — впадин Купер и Галили. В пределах всего Большого Артезианского бассейна триасовые отложения перекрываются юрскими континентальными угленосными песчаниками, нижнемеловыми морскими песчаниками и глинистыми сланцами, на которых залегают пресноводные осадки верхнего мела. Центральные части отдельных бассейнов, составляющих Большой Артезианский, выполнены кайнозойскими отложениями.

Стратиграфия и история геологического развития

Состав докембрийских отложений Квинсленда изменяется в широком диапазоне — от глубокометаморфизованных кристаллических сланцев, гнейсов и кварцитов до известняков и глинистых сланцев. Отмечается переслаивание этих пород как с кислыми, так и с основными эффузивами. При геологическом картировании комплекса Клонкарри в его разрезе выделено 50 формаций и семь гранитных интрузий, а также установлено наличие семи угловых несогласий; в пределах массива Джорджтаун выявлено одиннадцать формаций, пять гранитных тел и два несогласия. К докембрийским могут быть отнесены зеленокаменные породы комплекса Роксберг и филлиты Буниа, развитые в районе Брисбена. В одной из верхнепротерозойских формаций района Клонкарри обнаружены оолитовые железные руды, такие, как на месторождении Уобана в Канаде.

Кембрийские и ордовикские отложения обнажаются только в северо-восточной части штата. Это морская, почти горизонтально залегающая толща, сложенная слабо измененными доломитами, известняками, глинистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками. В этих породах местами встречается богатая фауна трилобитов, как, например, в долине р. Битл-Крик (в 32 км западнее Маунт-Айза).

Фаунистически охарактеризованные морские отложения силура, представленные коралловыми известняками с рифовыми биогермами, известны на шельфе Чиллаго, где в них отмечена рудная минерализация, и в эстуарии р. Брокен-Крик. Граувакки, аспидные сланцы и кварциты, слагающие возвышенности северных и южных отрогов Берегового хребта и поднятие Тексас, также, повидимому, силурийского возраста. Формирование нижнедевонских и нижне (?)-среднедевонских толщ (андезитовые вулканиты, радиоляриевые кремнистые сланцы, глинистые сланцы и коралловые известняки), приуроченных к поднятиям Тексас и Эйнаки и южной части Берегового хребта, очевидно, предшествовало среднедевонскому орогенезу, коренным образом изменившему палеогеографическую обстановку геосинклинали.

Серпентиниты, обнажающиеся в южных отрогах Берегового хребта, по всей вероятности, относятся к среднему девону. Небольшие линзы верхне-среднедевонских водорослевых известняков в синклинории Яррол встречены

среди андезитовых вулканитов. Во впадинах Стар-Ривер и Кларк-Ривер мощные слои нижне-среднедевонских известняков трансгрессивно залегают на гранитах и метаморфических породах. В эстуарии р. Брокен-Крик нижне- и верхнедевонские известняки, в которых широко развиты строматопороидовые и коралловые рифы, переслаиваются с алевролитами. Бассейн Ходжкинсон сложен в основном девонскими осадками, представленными конгломератами, граувакками, глинистыми сланцами и линзовидными прослоями известняков. В мульде Драммонд аккумулировались континентальные пестроцветные глинистые сланцы и песчаники поздне-среднедевонского и позднедевонского возраста. Небольшое количество девонских морских осадков обнаружено в восточной части п-ова Кейп-Йорк.

Полный разрез карбонового периода известен только в пределах синклинория Яррол, где он представлен морскими отложениями, за исключением прибортовых частей этой структуры. Отмечаются согласные соотношения карбоновых осадков синклинория как с подстилающими девонскими, так и с вышележащими пермскими образованиями. Встреченные здесь оолитовые литостроциевые известняки характерны для визейского яруса. Эти известняки обнаружены также в западной части возвышенности Тексас. Во впадинах Стар-Ривер и Кларк-Ривер морские глинистые сланцы и песчаники турнейского яруса согласно подстилаются отложениями верхнего девона и перекрываются слоями с фауной *Rhacopterix*, вслед за формированием которых наступил перерыв в осадконакоплении. Нижне- и среднекарбоновые осадки мульды Драммонд представлены только континентальными фациями. Как и в одновозрастных им отложениях впадин Стар-Ривер и Кларк-Ривер, они были деформированы в допермское время. Возникшие в результате этого структуры в значительно большей степени отражают воздействие вертикальных дифференциальных движений, нежели складчатости, связанной с процессами сжатия. В мульде Ходжкинсон в течение карбона имели место четыре фазы складчатости, проходившей в направлении с запада на восток. Некоторые гранитные интрузии в северной части Квинсленда, по-видимому, датируются карбоном. Угольные залежи карбонового возраста не обнаружены.

Пермские отложения характеризуются фауной *Eurydesma — Ingelarella* и глоссоптерисовой флорой. В Боуэнском краевом прогибе пермский период начался формированием толщи вулканических пород среднего состава. В результате морской трансгрессии, захватившей территорию бассейна с юга и с востока, сформировались морские осадки. Пермское осадконакопление завершилось аккумуляцией мощной угленосной толщи в пределах Боуэнского краевого прогиба. Базальные горизонты пермских отложений, развитые на всем протяжении шельфа Спрингшур и частично заходящие в пределы Большого Артезианского бассейна, имеют, по-видимому, ледниковое происхождение. Морские и пресноводные отложения перми с прослоями вулканогенных пород обнаружены в грабене Эск, впадине Мэриборо и на поднятии Тексас. К пермским осадкам приурочены золотоносные пласты Гимпи. Осадконакопление в бассейне Яррол завершилось в средней перми формированием вулканогенной толщи среднего состава.

В перми и, возможно, раннем триасе в результате складкообразования, ориентированного в западном и юго-западном направлении, палеозойские отложения геосинклинали оказались смятыми в складки, нарушены взбросами, интрудированы гранитами и в меньшей степени серпентинизированы, при этом граниты внедрились как в приподнятые, так и в прибортовые части бассейнов. В результате сформировалась узкая зона смятия (с интенсивным развитием как складчатых, так и разрывных структур), пересекающая в северо-западном направлении Боуэнский краевой прогиб, имеющий общее субмеридиональное (север-северо-западное) простирание. Воздействие такой зоны привело к повышению степени метаморфизма углей, локализованных в указанном прогибе.

Для рассматриваемого периода характерны дифференцированные вертикальные движения, завершение морского осадконакопления и превращение геосинклинали в часть кратона. Многие гранитные интрузии восточных районов Квинсленда датируются пермским возрастом. В течение позднего карбона, перми и, вероятно, раннего триаса в массиве Джорджтаун и в прилегающих частях относительно стабилизированной Тасманской геосинклинали сформировались интрузии центрального типа, в том числе кольцевые, представленные обширными комплексами изверженных пород.

Триасовые отложения относятся к континентальным фациям, за исключением морских глинистых сланцев скифского (?) яруса впадины Мэриборо. Важным источником накопления осадков в грабене Эск, во впадинах Ипсуич, Мэриборо и Боуэнском краевом прогибе, особенно в бассейнах Сурат и частично в Большом Артезианском, служил вулканогенный материал. Юные формы рельефа приподнятых участков геосинклиналей были сложены незрелыми терригенными осадками *, накопившимися там в изобилии. Впоследствии скорость осадконакопления замедлилась и в бассейне Ипсуич сформировались угольные залежи; в угленосных отложениях обнаружена обильная флора *Dicroidium* и фауна насекомых. В триасе отмечались незначительные вертикальные движения.

Юрские отложения, известные на территории Квинсленда, исключительно континентального происхождения. Юрское осадконакопление началось с поступления в Большой Артезианский бассейн, впадины Лаура, Ипсуич, Мэриборо и частично в синклинории Яррол значительных масс слабо сцементированных песчаников, впоследствии перекрытых угленосными отложениями с флорой *Otozamites — Ptilophyllum*. Песчаники слоев Присипайс в синеклизе Сурат являются коллекторами нефтяных залежей месторождения Муни. Магматическая деятельность имела место в пределах западной прибортовой части впадины Мэриборо и широко проявилась также в юго-восточных районах Квинсленда. Движения земной коры происходили вдоль бывших простираний складчатости, что привело к омоложению более древних структур.

Меловое осадконакопление развивалось унаследованно: отложения мела залегают на юрских без перерыва, за исключением прогиба Ипсуич, где они отсутствуют. В начале мелового периода произошла ингрессия моря во впадину Лаура и частично синеклизу Яррол (район Стануэлла). В течение апта море захватило Большой Артезианский бассейн, впадины Лаура и Мэриборо, но отступило из района Стануэлла. Морские тонкозернистые осадки альбского возраста с небольшим содержанием карбонатного материала, главным образом в виде конкреций, сходных с аналогичными образованиями аптских отложений, аккумулировались только в Большом Артезианском бассейне, поскольку в конце этой эпохи произошла общая морская регрессия. После отступления моря во впадине Мэриборо сформировались угленосная толща, а в депрессии Эроманга — континентальные песчано-сланцевые осадки. Пески мелового возраста, как и юрского, являются водоносными, а прослои морских глин в них служат хорошими водоупорами. Угленосная свита Стикс относится, по всей вероятности, к альбу.

Предполагается, что в начале позднего мела складчатость с общим субмеридиональным (северо-западным) простиранием осей складок захватила впадину Мэриборо, хотя углы падения структур в ее прибортовых частях не превышают 20°, за исключением тех участков, где отмечаются разрывные дислокации. Прогиб Ипсуич также

---

* Обломочные отложения, образовавшиеся в результате действия непродолжительных и (или) недостаточно интенсивных процессов осадконакопления. — *Прим. пер.*

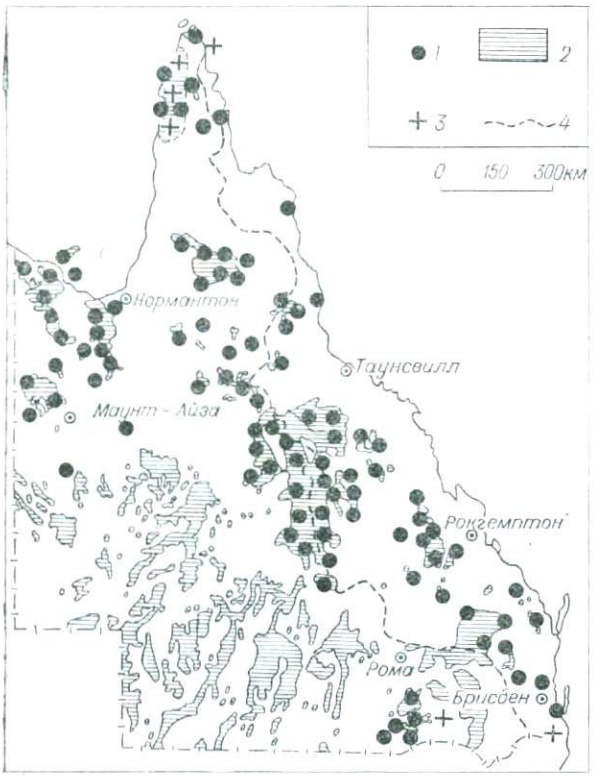


Рис. 12. Распространение латеритов и сопутствующих образований на территории Квинсленда [Hill D., Denmead A. K., 1960].
1 — латериты; *2* — пятнистые зоны, зоны осветленных пород, кремнистые корки (силкреты); *3* — бокситы; *4* — осевая линия Главного Водораздельного хребта.

испытал некоторое воздействие движений земной коры, относящихся, по-видимому, к этому же времени.

Определение возраста кайнозойских отложений Квинсленда представляет значительные трудности, во-первых, из-за отсутствия в разрезе морских осадков и, во-вторых, ввиду явных следов плейстоценового оледенения. При стратиграфическом расчленении этой толщи репером может служить поверхность выдержанной в разрезе и широко распространенной по площади латеритной коры выветривания, сформировавшейся главным образом в миоценовую эпоху (рис. 12).

Нижнетретичные пресноводные песчаники и сланцы широко представлены во впадине Эроманга, а вблизи границы штата Южная Австралия ими сложены невысокие удлиненные поднятия, в том числе купола, образование которых, по-видимому, связано с меловыми — третичными движениями в кристаллическом фундаменте. К востоку от Большого Водораздельного хребта аллювиальные и озерные отложения третичного возраста распространены еще более локально, чем к западу от него; в ряде мест в них врезаны современные речные долины. Эти отложения представлены битуминозными сланцами, бурыми углями и диатомитами. Изверженные породы встречаются только в пределах Большого Водораздельного хребта или к востоку от него, главным образом в южной части Квинсленда, где базальты в переслаивании с риолитами образуют ряд плато, в значительной степени определяющих характер рельефа этих районов. Здесь выделены три обширных магматических комплекса, представленные центральными и кольцевыми интрузиями. Отмечено также несколько некков, сложенных щелочными трахитами, получивших название «Гласс Хаузес» («Стеклянных домов»); впервые их описал капитан Джеймс Кук.

Постлатеритовые вулканиты верхнего кайнозоя представлены также в основном базальтовыми плато, встреченными в пределах Большого Водораздельного хребта и к востоку от него. По меньшей мере четыре области развития вулканических пород известны в Северном Квинсленде.

Верхнекайнозойские (главным образом плейстоценовые) отложения состоят из кварцевых гравийников, песчаников и сланцев, обнажающихся при размыве латеритной коры выветривания. Они представлены также коричневато-бурыми песками и аллювиальными «черными почвами» долины р. Дарлинг и других низин, где обнаружены знаменитые захоронения скелетов ископаемых сумчатых, в том числе гигантских дипротодонов. В нижнеголоценовых отложениях Талгаи найдены черепа древних людей.

Развитые в юго-восточной части штата материковые песчаные дюны, формирование которых связано с фазами оледенения, переместились сюда из южноавстралийской пустыни Симпсон. Между дюнами расположены котловины, выполненные отложениями глин. Во многих других внутренних областях имеются обширные плоские равнины, сложенные с поверхности однородными плотными глинами, существенно отличающимися от аллювиальных; мощность слоя их достигает 3—6 м. В настоящее время эти равнины густо залесены.

Особенности выходов четвертичных отложений, обнажающихся в прибрежных районах, определяются наличием ракушечных слоев и пляжей, перемещенных в результате последнего (среднеголоценового) поднятия на высоту 3—6 м. В береговых низинах широко развиты рыхлые пески.

Холмы, расположенные на прибрежных островах и отчасти на материковом побережье (так называемые Большие Песчаные холмы), почти полностью сложены кремнистыми песками. В строении холмов выделяются две толщи песков различного генезиса: верхняя представлена эоловыми песками, принесенными с современных пляжей, нижняя — плейстоценовыми песчаными отложениями, частично поступившими с материка.

В заключение следует упомянуть Большой Барьерный риф, возвышающийся над шельфом восточного побережья Квинсленда. Мощность рифовой толщи составляет 112—183 м. Коралловые отложения, являющиеся частично постплиоценовыми, залегают на более древних карбонатных породах, в том числе миоценового возраста. Процессы доломитизации известняков не отмечаются.

Добыча полезных ископаемых

В 1973 г. на территории Квинсленда было добыто полезных ископаемых на общую сумму более 500 млрд. долл. Суммарное количество золота, добываемого в основном на рудниках Маунт-Морган и Краков-Голдфилд, превысило 1800 кг. Добыча меди составила 140 тыс. т, свинца — 126 тыс. т, цинка (только на месторождении Маунт-Айза) — 108 тыс. т, олова (главным образом в округе Куктаун) — 2500 т, серебра — 305 т. Из россыпей (пляжевых песков южного побережья) было извлечено 112 тыс. т рутила и 90 тыс. т циркона. Бокситовые руды добыты в количестве 8,98 млн. т (главным образом на месторождении Уэйп).

Первое нефтяное месторождение на территории Квинсленда — Муни (в юрских отложениях синеклизы Сурат) — было передано в эксплуатацию в начале 60-х годов. Крупные залежи природного газа обнаружены в юрских и триасовых отложениях (округ Рома).

Из других полезных ископаемых Квинсленда следует упомянуть кирпичную, белую и огнеупорную глины, строительный камень, бурый железняк, пирит, марганцевую

руду, соль и кремнезем. Драгоценные минералы (опал, сапфир) были получены в 1973 г. на сумму 10 млн. долл.

Д. Хилл

ЮЖНАЯ АВСТРАЛИЯ

Штат Южная Австралия расположен на юге центральной части Австралийского континента. Площадь 984 тыс. км². Южное побережье омывается водами Индийского океана. С севера, запада и востока территория штата ограничена координатами 26° ю. ш., 129° и 141° в. д.

Основные тектонические и геоморфологические подразделения

Бо́льшую часть площади штата занимают породы Австралийской докембрийской платформы, включающей в себя массивы Масгрейв (на северо-западе) и Голер (в южной части). Последний протягивается на 300 км к северо-западу от зал. Спенсер. Породы обоих массивов по возрасту относятся к постархейским. В геоморфологическом отношении массив Масгрейв представляет собой часть осевого хр. Австралии, в то время как массив Голер характеризуется сглаженным рельефом, за исключением холмистой поверхности нагорья Голер (рис. 13).

К востоку от массива Голер расположен менее устойчивый регион, где развился крупный прогиб — Аделаидская геосинклиналь, мощность протерозойских отложений которой превышает 15 км. Накопление этой толщи проходило преимущественно в мелководных условиях с широким участием ледниковых отложений. Осадконакопление в геосинклинали продолжалось в раннем палеозое. К юго-востоку от этой структуры, в районе о. Кенгуру — Канманту, сформировался глубокий трог, где отложились тонкозернистые глубоководные морские осадки; наиболее молодые из них имеют кембрийский возраст.

В раннем палеозое, в течение деламирского орогенеза, произошло значительное складкообразование, сопровождавшееся внедрением гранитных интрузий. Образовавшийся в то время древний горный пояс протянулся от о. Кенгуру в северном и северо-западном направлении до хр. Масгрейв, а на северо-восток — к Барьерному хребту Нового Южного Уэльса.

Во время завершающих фаз этого орогенеза в пределах Большого Артезианского бассейна накопились ордовикские осадки, сменившиеся затем отложениями предположительно силурийского возраста. В девоне осадконакопление продолжалось в наиболее глубоких частях бассейна. После завершения деламирского орогенеза наступил период относительного тектонического покоя. Повсеместное отсутствие как докембрийских, так и посткембрийских отложений в южной части штата наводит на мысль о том, что эта территория испытала поднятие, в результате которого слагавшие ее породы оказались источником формирования среднепалеозойских осадков, накапливавшихся к северу и к югу от этого района.

В перми произошел размыв допермского основания бассейна и образовавшиеся впадины заполнились ледниковыми отложениями. В юго-западной части Большого Артезианского бассейна пермские породы занимали наиболее погруженные впадины, в настоящее время перекрытые более молодыми осадками. Глыбовые дислокации были, по-видимому, в этот период широко развиты в южной части территории штата. В пределах прогиба Лейк-Филлипсон, впадин Аркаринга и Марри, а также в районе зал. Сент-Винсент обнаружены ледниковые долины и троги, которые были в течение короткого времени затоплены пермским морем. Что же касается впадины Купер, то море, по-видимому, нигде не вторгалось в ее пределы.

В мезозое произошло обширное прогибание земной коры, достигшее максимального значения перед концом

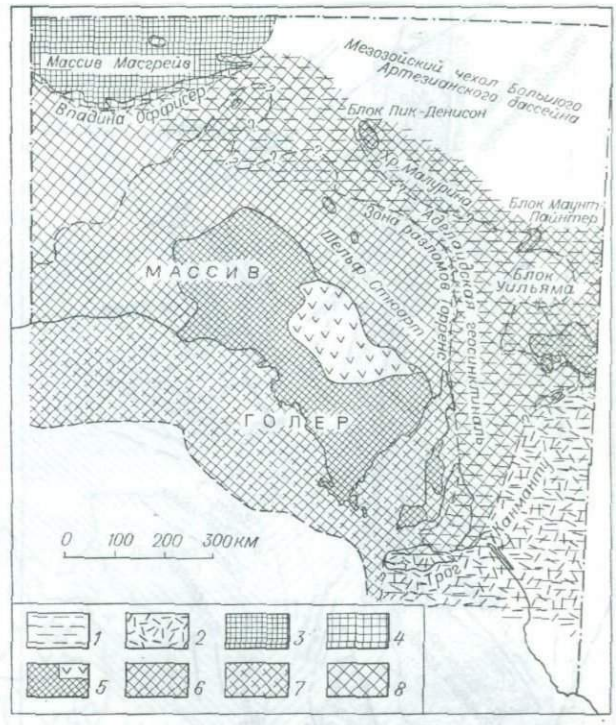


Рис. 13. Структурные элементы докембрийского фундамента Южной Австралии. Карта Горного департамента штата Южная Австралия [Parkin C. W., 1969].

1 — деламирская (раннепалеозойская) складчатая область; *2—8* — области фундамента: *2* — деламирского (нижнепалеозойского) (предполагаемая), *3* — масгрейвского (нижнеаделаидского) кристаллического, обнажающегося на поверхности, *4* — масгрейвского (нижнеаделаидского) кристаллического, скрытого под более молодыми формациями, *5—8* — олярианского (карпентарийского) кристаллического (*5* — обнажающегося на поверхности, *6* — скрытого под более молодыми отложениями, *7* — на глубине 2 км от уровня океана, *8* — на глубине более 2 км от уровня океана)

мела. Наиболее древние мезозойские отложения представлены триасовыми осадками неморского происхождения, в том числе эвапоритами, обнаруженными на значительной глубине во впадине Купер. Юрские континентальные отложения распространены повсеместно в пределах Большого Артезианского бассейна (на его южноавстралийской территории).

В раннемеловую эпоху произошла значительная морская трансгрессия. Она сменилась регрессией моря, что установлено по присутствию угольных прослоев в формации Уинтон — последней в мезозойском разрезе, широко развитой в Большом Артезианском бассейне. К концу сеномана уже вся территория Южной Австралии представляла собой сушу, и в это время в ряде мест накапливались только аллювиальные отложения.

Нижнетретичные осадки широко развиты во внутренней части Южной Австралии и обычно представлены песчано-гравийными слоями небольшой мощности, перекрываемыми конгломератами с силикатным цементом. В различных участках Большого Артезианского бассейна устанавливаются признаки незначительного эрозионного несогласия с подстилающими мезозойскими породами.

На юге штата в начале третичного периода сформировались неглубокие бассейны. Последующее поднятие их бортовых частей, сопровождавшееся опусканием прогибов (в их современных очертаниях), привело к морским трансгрессиям. В течение среднетретичной эпохи здесь преобладали относительно стабильные условия. В конце мио-

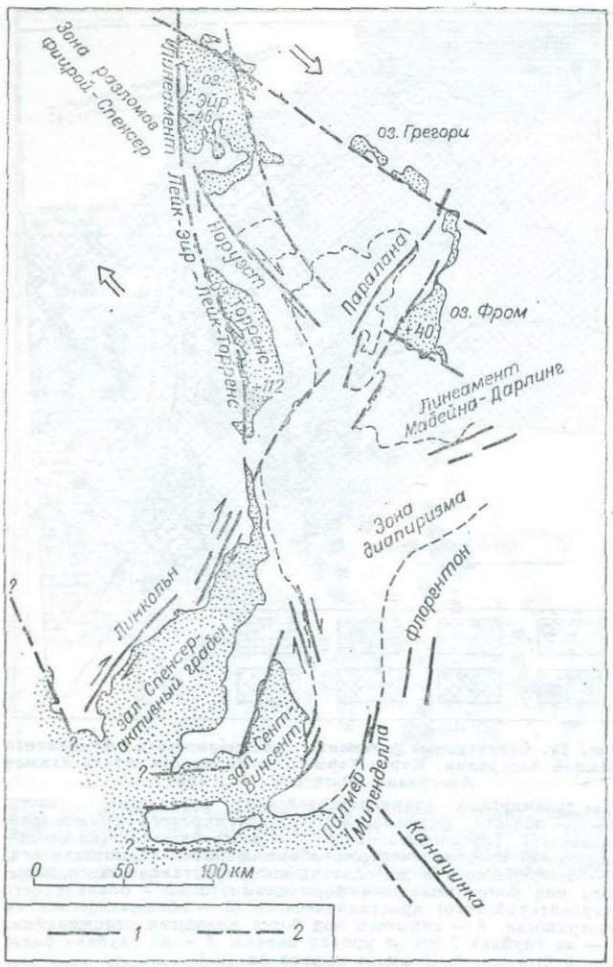


Рис. 14. Система разломов Южной Австралии, активных в новейшее время. Составлено с учетом сейсмических данных И. Стюарта и Т. Маунта [Stewart I. C. F., Mount T J., 1972].

1—2 — разломы: *1* — изученные, *2* — предполагаемые.

цена связь между бассейнами оказалась нарушенной и море начало отступать вдоль всей южной границы Австралийского материка. В плиоцене, в период формирования поднятия Косцюшко, возобновилась тектоническая деятельность, главным образом рифтообразующая, что привело к образованию хорошо выраженной системы линеаментов и сокращению площади осадочных бассейнов. Тектонические движения продолжались и в плейстоцене (рис. 14).

На рис. 14 показано пересечение двух сопряженных систем: а) зоны нарушений Фицрой — Торренс субширотного (запад-северо-западного) простирания и б) линеамента Мабейна-Дарлинг северо-восточного простирания и зоны диапиризма, приуроченной к сочленению хребтов Флиндерс, Маунт-Лофти и возвышенности Окари. Отмечается правосторонний сдвиг и перемещение корового блока по часовой стрелке. Открытие и обрушение грабенов заливов Спенсер — Сен-Винсент свидетельствует о зарождении авлакогена, развитие которого имело место вслед за отделением Австралии от Антарктиды (в среднетретичную эпоху).

Глыбовые дислокации, имевшие место при формировании поднятия Косцюшко, привели к образованию современной горной системы Южной Австралии, протянувшейся от о. Кенгуру через хр. Маунт-Лофти до широты г. Порт-Пири и далее на северо-запад до Барьерного хребта, а из района Порт-Пири через хребты Денисон и Пик к хр. Масгрейв, расположенному у северо-западной границы штата. Хребты Масгрейв и Томкинсон вместе с хребтами Эверард и Манн образуют широкую горную цепь общей протяженностью около 500 км. Хребты возвышаются над окружающей поверхностью на высоту до 1500 м, образуя типичный рельеф островных гор. Сопряженные отрицательные структуры (грабены) образовали межгорные понижения в районах озер Торренс, Фром, заливов Спенсер и Сент-Винсент. В других местах, в пределах основных седиментационных бассейнов, развивались более мелкие кайнозойские депрессии. Наиболее крупный из них — впадина оз. Эйр — представляет собой обширную депрессию, расположенную на 15 м ниже уровня океана.

Отмеченные в раннем плейстоцене подъем и размыв третичных осадочных пород и выветрелых пород фундамента, слагающих горные хребты, привели к накоплению глинистого, песчаного и гравийного материала в примыкающих бассейнах и грабенах. В результате последующего поднятия древние отложения заняли более высокое гипсометрическое положение и оказались ближе к осевой части хребтов, чем более молодые осадки.

На рубеже плиоцена и плейстоцена отмечаются ожелезнение и окремнение отложений, залегающих на более древних поверхностях выравнивания. Изменение обстановки осадконакопления сказалось на многих факторах, в том числе оно обусловило изменение как размера зерен, так и состава осадков. Например, широко распространенные в плиоцене пески сменились нижнеплейстоценовыми песчанистыми глинами.

При изучении осадочных пород среднеплейстоценового возраста отмечаются значительные колебания уровня океана и периодическое появление в Южной Австралии перигляциальных климатических условий. В юго-восточной части штата наблюдается последовательное чередование пляжевых отложений с полосами развития прибрежных дюн значительной протяженности. Дальнейшее общее поднятие территории и смягчение климата к концу среднего плейстоцена привели к формированию более молодых (верхнеплейстоценовых) аллювиальных отложений, широко распространенных на территории Южной Австралии. К концу плейстоцена во внутренних ее районах сформировались эоловые осадки.

Стратиграфия и история геологического развития

Докембрий. Древнейшие породы Австралийского материка (с абсолютным возрастом по данным изотопного метода около 2300 млн. лет), установленные в Западной Австралии и Северной территории, еще не обнаружены в Южной Австралии. Наиболее древние толщи, известные в этом регионе, имеют ранне- и позднепротерозойский (карпентарийский) возраст.

Массив Масгрейв (рис. 15). Это огромный кристаллический массив, выходящий за пределы штата Южная Австралия. Секущие его разломы Хинкли, Манн, Дейвенпорт и Фердинанд, по-видимому, являются составной частью гигантской глобальной системы нарушений.

Метаморфическая толща Масгрейв-Манн, приуроченная к южным склонам хребтов Масгрейв и Томкинсон, относится к гранулитовой фации, включающей стекловидные кварциты с силлиманитом, гранатсодержащие кварциты, различные гнейсовые гранулиты и иногда линзы мрамора. Первичные осадки представлены мощной толщей глинистых сланцев с подчиненными прослоями доломитов и песчаников. Джеспилитовые железорудные формации

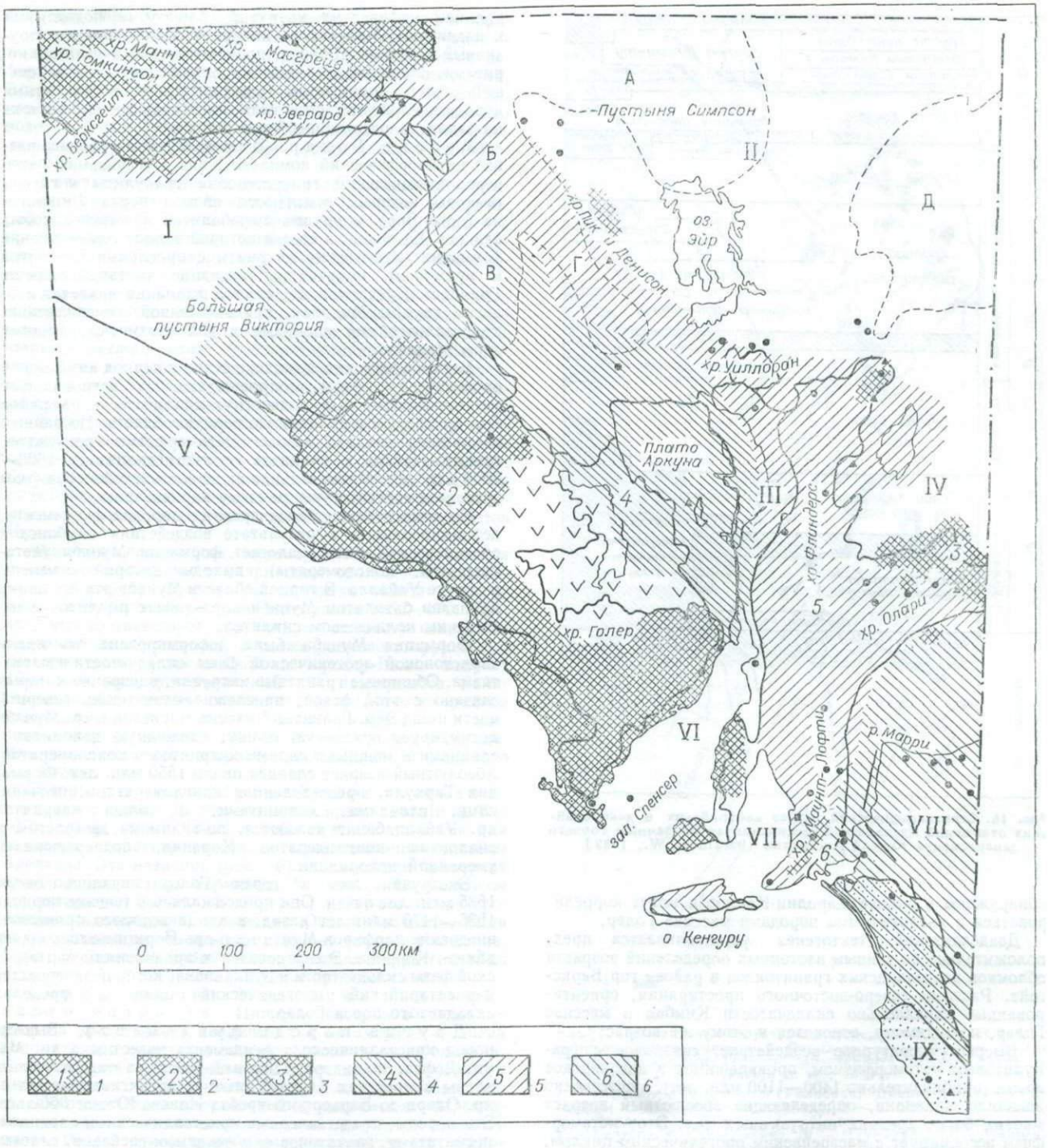


Рис. 15. Структурно-геоморфологическая карта Южной Австралии (распространение эолианитов на южном побережье показано точками).

1—6 — главные структурные элементы кембрийского и докембрийского возраста. 1—3 — протерозойский кристаллический фундамент: 1 — массив Масгрейв, 2 — массив Голер (вулканиты хр. Голер и выступы олярианского фундамента), 3 — блок Уильяма; 4—5 — протерозойский осадочный чехол: 4 — отложение шельфа Стюарт (на поверхности олярианского фундамента), 5 — Аделаидская геосинклиналь; 6 — кембрийские трог Канманту и деламирский фундамент.

I, V — западные бассейны: *I* — впадина Оффисер, *V* — синеклиза Юкла; Западно-Австралийский щит: *II* — провинция Гарднер (район оз. Гарднер, п-ов Эйр). *III, VI, VII* — центральные бассейны: *III* — Торренс, *VI* — Спенсер, *VII* — Сент-Винсент; *1, 5* — область нагорий: *1* — провинция хр. Масгрейв, хр. Пик и Денисон; *5* — провинция центральных хребтов (Флиндерс, Олари, Маунт-Лофти, о. Кенгуру). *II, IV, VIII* — восточные бассейны: *II* — Большой Артезианский бассейн, *IV* — прогиб Фром, *VIII* — впадина Марри; *IX* — впадина Отуэй; *А*—*Д* — внутренние бассейны: *А* — Педирка, *Б* — Аркаринга, *В* — трог Лейк-Филиппсон, *Г* — трог Бутранна, *Д* — бассейн Купер.

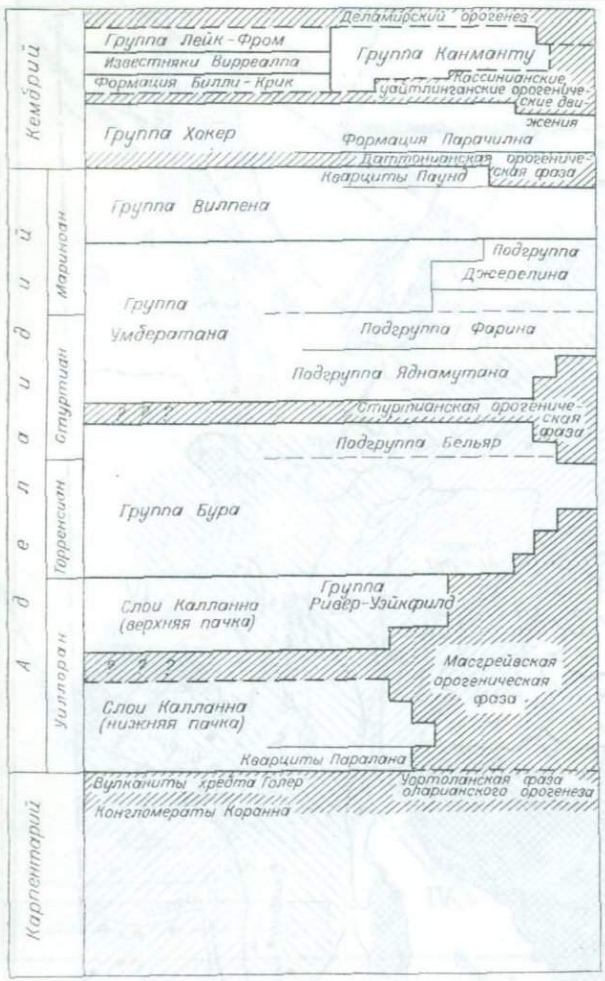


Рис. 16. Стратиграфический разрез кембрийских и докембрийских отложений Аделаидской геосинклинали по данным Горного департамента Южной Австралии (Parkin C. W., 1969).

обнаружены в районе Каролин-Кенмор и могут коррелироваться с аналогичными породами массива Голер.

Доаделаидский тектогенез устанавливается предположительно по данным изотопных определений возраста обломков доаделаидских гранитоидов в районе гор Берксгейт. Разломы северо-восточного простирания, ориентированные параллельно складчатости Кимбан в массиве Голер, по-видимому, относятся к этому же возрасту.

Высокотемпературное воздействие, связанное с гранулитовым метаморфизмом, проявившимся в аделаидское время (приблизительно 1400—1100 млн. лет), существенно исказило признаки, определяющие абсолютный возраст многих более древних интрузивных тел. Этот метаморфизм ассоциирует с масгрейвским орогеническим циклом, внутри которого устанавливается несколько фаз орогенеза. Краткие данные о них приводятся ниже в возрастной последовательности: а) эрнабаллская фаза складчатости, сопровождавшаяся метаморфизмом пород гранулитовой фации в районе Эрнабалла, б) эверардийская фаза, возраст около 1300 млн. лет по изотопным анализам гранитов гор Эверард и Берксгейт, в) калгерийская фаза складчатости аделаидского осадочного чехла, сопровождавшаяся внедрением гранитов в районе Калгера, г) уайнанианская фаза, сопровождавшаяся образованием зон разломов, внедрением мафических интрузий, блоковыми поднятиями и надвигами. Мафические интрузии объединены в интрузивный комплекс Джайлс, представленный дунитами, норитами, оливиновыми норитами, пироксенитами и в меньшей степени пикритами, троктолитами и габбро; этими породами сложена горная цепь, простирающаяся с востока на запад на расстояние более 300 км.

Массив Голер. В пределах этого массива развит метаморфический комплекс Клив с «гнейсами» Флиндерс, включающий гиперстеновые гранулиты и гнейсы (выходы которых отмечаются вблизи порта Линкольн на п-ове Эйр), и группа амфиболитов и амфиболитовых сланцев Хатчисон, в состав которой входит железорудная формация (железистые кварциты с прослоями доломитов и мраморов), получившая название «метаджеспилитов Гринпач». Предполагают, что эта формация является аналогом группы Мидлбак, представленной джеспилитами, кристаллическими сланцами и доломитами, слагающими горы Мидлбак.

Метаморфический комплекс Клив в период кимбанской орогенической фазы, сопровождавшейся региональным метаморфизмом, был подвергнут складчатости, а район был превращен в складчатую горную область. По данным изотопного анализа возраст метаморфизма гранулитов, гранито-гнейсов и гранитов отвечает диапазону 1600—2000 млн. лет. Максимальная активность кимбанской фазы орогенеза соответствует раннему карпентарию.

На относительно более древних породах фундамента, деформированных в результате воздействия кимбанской орогенической фазы, залегает формация Мунаби (метакварциты, конгломераты), выходы которой отмечены в округе Уайалла. В горной области Мунаби эта формация прорвана батолитом Мунаби порфировых риолитов с небольшим количеством спилитов.

Формация Мунаби была деформирована во время чарлстонской орогенической фазы складчатости и магматизма. Обширные гранитные интрузии, внедрение которых связано с этой фазой, прослеживаются вдоль северной части п-ова Эйр. Гранитный массив Чарлстон в хр. Мунаби интрудирует осадочную толщу, сложенную доломитами, сланцами и мощными слоями кварцитов и конгломератов. Абсолютный возраст сланцев около 1550 млн. лет. Формация Таркула, представленная конгломератами, песчаниками, сланцами, доломитами, и толща кварцитов хр. Уайаллабаинг являются, по-видимому, возрастными аналогами конгломератов Коранна, подвергавшихся умеренной деформации.

Экструзии лав в горах Голер начались около 1535 млн. лет назад. Они продолжались в течение периода 1535—1470 млн. лет назад, в конце которого произошло внедрение порфиров Мунта на п-ове Йорк и молодых даек вблизи Коранна. Это относится к проявлениям вартаканской фазы складчатости и вулканизма, которой завершился карпентарийский орогенический цикл в пределах складчатого пояса Голер.

Другие породы фундамента. Выходы пород кристаллического фундамента известны в хр. Маунт-Лофти, Флиндерс, Пик и Денисон, а также установлены в пределах блока Уильяма, протягивающегося от хр. Олари до Барьерного хребта Нового Южного Уэльса. Эти породы, представленные кристаллическими сланцами, пегматитами, гранитоидами и очковыми гнейсами, слагают куполовидные выступы фундамента, выделяющиеся среди более молодых отложений. В хр. Флиндерс обнаружены небольшие выходы диапировых брекчий с обломками гранито-гнейсов и джеспилитов. Метаморфогенно-осадочные породы, слагающие ядра антиклиналей к северо-востоку от хр. Флиндерс, между возвышенностями Пайнтер и Проспект-Хилл, получили название метаморфитов Радиум-Крик. В северной части этого района метаморфогенно-осадочные породы прорваны гранитами Джерила и Уотлкови доаделаидского возраста. На юге гранит-

порфиры горы Маунт-Нейл и граниты Террапиннан образуют единый крупный лакколит. Тектонические нарушения, внедрение гранитных интрузий и последующие деформации связывают с террапиннанской фазой орогенеза. Возрастной диапазон последней, составляющий по данным изотопного метода 1410—1900 млн. лет, и абсолютный возраст пород 1650 млн. лет позволяют коррелировать данную фазу с фазой Чарлстон, установленной для массива Голер.

В структурном плане площадь развития выступов фундамента приурочена к хребтам Пик и Денисон, между горой *Пайнтер и блоком Масгрейв. Породы фундамента* представлены аспидными сланцами, филлитами, слюдистыми сланцами, кварцитами, амфиболитами, переходящими в мигматиты, и гранито-гнейсами.

Породы фундамента, слагающие блок Уильяма и объединяемые в одноименный комплекс, представлены главным образом гранат-силлиманитовыми гнейсами высоких степеней метаморфизма, простирающимися от района Радиум-Хилл на восток в пределы Нового Южного Уэльса, где они образуют основную вмещающую толщу месторождения Брокен-Хилл.

В центральной части провинции преобладают адамеллиты, пегматиты и гранитоиды; присутствуют также основные интрузии в виде небольших некков и силлов. Среди метаморфогенно-осадочных пород выделяются серицитовые сланцы Уикеро и кварциты Ауталпа с маломощными железистыми прослоями типа метаджеспилитов Кулка.

Древняя складчатость, метаморфизм и магматическая деятельность связаны с оларийским орогенезом (*названным по округу Олари*). Метаморфизм толщи Брокен-Хилл датируется возрастным интервалом 1650—1700 млн. лет, что соответствует абсолютному возрасту свинцовых руд этого месторождения, а также уранового оруденения месторождений Радиум-Хилл и Крокер-Вэлл. Возраст 1580 млн. лет, установленный для адамеллитов Байнберри, приблизительно совпадает с окончанием во времени чарлстонской орогенической фазы, выделенной в массиве Голер, а возраст 1520 млн. лет гранитов Мунди-Мунди соответствует возрасту уартатаканской фазы того же блока.

Породы протерозойского осадочного чехла. Д. Моусон и Р. Спригг [Parkin C. W., 1969, Sprigg R. C., 1952] в 1950 г. ввели названия для основных *стратиграфических подразделений* системы Аделаида. Эти названия (рис. 16) впоследствии приобрели значение возрастных терминов. В 1964 г. Б. Томсоном с *соавторами* [*Thomson B. P. e. a., 1964*] верхнепротерозойские (аделаидские) отложения Южной Австралии были подразделены на четыре серии (снизу вверх): Калланна, Бура, Умбератана и Вилпена *. Краткая характеристика их в указанной последовательности приводится ниже.

Серия («слои») Калланна вилуранского возраста. Нижняя подсерия в основании разреза представлена кварцитами и метаморфизованными доломитами с подчиненными мраморами и амфиболитами. Базальтовые и андезитовые лавы ассоциируют с основными интрузиями. Верхняя часть этой подсерии мощностью до 2000 м сложена песчаниками и кварцитами, переслаивающимися с глинистыми сланцами красного и зеленого цвета. Разрез описан в районе горы Пайнтер (хр. Флиндерс). Породы данной подсерии, слагающие диапировые структуры, прорывают более молодой осадочный покров.



Рис. 17. Диапировые структуры в пределах Аделаидской геосинклинали, приуроченные к хр. Флиндерс и северной части хр. Аделанда, *по данным Горного департамента* Южной Австралии [Parkin C. W., 1969].

1 — разломы; *2* — диапиры (Уиллоран). Диапировые структуры (цифры на карте): *1* — Уитчелина, *2* — Линдхорст, *3* — Барр, *4* — Копли, *5* — Мулулу, *6* — Мукатуна, *7* — Нантаваррина, *8* — Белтана, *9* — Уарравина, *10* — Наккалина, *11* — Нилпена, *12* — Оратонга, *13* — Блинман, *14* — Ангорихина, *15* — Уирреалпа, *16* — Чамберс, *17* — Фром, *18* — Энорама, *19* — Орапаринна, *20* — Моралана, *21* — Аркаба, *22* — Уорумба, *23* — Уирреанда, *24* — Баратта, *25* — Коффин, *26* — Булуру, *27* — Йеднале, *28* — Урунда, *29* — Яниарри, *30* — Каррието, *31* — Оладдье, *32* — Кумуру, *33* — Маунт-Ремаркабль, *34* — Парату, *35* — Маунт-Грейнджер, *36* — Норт-Уэлл, *37* — Яднапунда-Спринг.

Диапиры широко распространены, однако солевая смазка в них чаще всего отсутствует, хотя и встречаются отпечатки кристаллов галита (рис. 17). Возможно, что в ниж-

---

* В *оригинале эти подразделения именуются «слоями»* Калланна и группами Бура, Умбератана и Вилпена. Следуя принятому у нас делению системы Аделаида (*Геологический словарь. М., «Недра», 1978, т. 1, с. 26*), мы сохранили и номенклатуру автора. Возрастные соотношения показаны на стратиграфической шкале (рис. 16). — ***Прим. пер.***

ней части серии Калланна (уиллоранский горизонт) существовал соляной пласт (с прослоями глин и карбонатных пород). Большинство пачек лититовых пород находится в теле диапира в виде отторженцев. В северной части хр. Флиндерс с диапирами связана значительная медная минерализация.

Типичный разрез верхней подсерии («верхнекалланнских слоев»), описанный в хр. Уиллоран, представлен чередованием плитняковых песчаников и зеленых алевролитов с тонкими прослоями доломитов в основании. Мощность около 2000 м.

Серия (группа) Бура торренского — раннестертианского возраста. Отложения этой серии протягиваются от хр. Маунт-Лофти в северном направлении до хр. Пик и Денисон. По площади серия занимает западную часть Аделаидской геосинклинали, общая мощность разреза 6000 м. Накопление этих осадков происходило в лагунных и мелководно-морских условиях и соответствовало крупному седиментационному циклу, начавшемуся по крайней мере 1000 млн. лет назад. В основании разреза залегает толща песчаников Райни и их аналогов, среди которых выделяется толща известковых алевролитов. Верхняя часть разреза представлена мелководными обломочными отложениями подсерии Бельяр.

Серия (группа) Умбератана стертианского — мариноанского возраста. Осадконакоплению в этом временно́м интервале предшествовали пологая складчатость и развитие диапировых структур с последующей субаэральной эрозией. Этот период характеризуется стертианским оледенением и продолжением тектонических движений. Отложения серии Умбератана повсеместно распространены в пределах Аделаидской геосинклинали, а также залегают на породах фундамента вдоль ее границ. Мощность серии составляет в основном 3500—4500 м, но возрастает в юго-восточном направлении до 6000 м и более. В основании разреза залегают тиллиты, относящиеся к подсерии Яднамутана стертианского возраста. Выше развиты мощные мелководно-морские и континентальные отложения неледникового происхождения, получившие название «межледниковой толщи»; они перекрываются тиллитами подсерии Джерелина мариноанского возраста. Минимальный абсолютный возраст стертианского оледенения по данным изотопного анализа составляет около 750 млн. лет.

Серия (группа) Вилпена мариноанского возраста. Формирование этой серии, объединяющей наиболее молодые отложения докембрийского разреза Южной Австралии, произошло после завершения мариноанского оледенения. Нижние горизонты серии представлены переслаиванием карбонатных пород, песчаников и алевролитов, сменяющихся вверх по разрезу пачками переслаивания красных и зеленых алевролитов, известняков и песчаников. В целом серия представляет собой обширный покров мелководно-морских и континентальных осадков, распространяющийся от шельфа Стюарт (массив Голер) в восточном направлении через всю Аделаидскую геосинклиналь на территорию Нового Южного Уэльса.

Наиболее молодому подразделению серии Вилпена соответствуют кварциты Паунд. Ранее полагали, что эти кварциты залегают в основании кембрийского разреза. В настоящее время установлено, что они венчают разрез верхнепротерозойских (аделаидских) отложений. В западной прибортовой части Аделаидской геосинклинали, вблизи Эдайкара, в породах этой серии обнаружена интересная фауна ископаемых медуз, сегментов червей *Spriggina*, а также ряд других, ранее не известных окаменелостей.

Палеозой. В северо-восточной части хр. Маунт-Лофти, вблизи Даттона, на серии Умбератана несогласно залегает толща вулканических пород основного и среднего состава Труро мощностью около 600 м, которая в свою очередь несогласно перекрывается отложениями нижнего кембрия. Отмеченные несогласия являются результатом даттонской складчатости, имевшей место от позднего протерозоя (мариноанский век) до раннего кембрия. Область проявлений этой складчатости протягивается в виде довольно узкой полосы вдоль восточных и южных отрогов современного хр. Маунт-Лофти в район современной впадины Марри.

Кембрийскому осадконакоплению в пределах геосинклинали Аделаида предшествовал регрессивный период позднепротерозойской (позднеаделаидской) седиментации. Устойчивый район геосинклинали — шельф Стюарт — протягивался в это время вдоль побережья п-ова Кейп-Йорк и западнее оз. Торренс.

Кембрий. В начале кембрийского периода морская трансгрессия захватила область шельфа и дно геосинклинального бассейна погрузилось. В результате мобильных условий развития бассейна в раннем кембрии отложения нижнего кембрия отличаются фациальной изменчивостью и непостоянством мощностей. Наиболее полные разрезы раннекембрийского возраста, объединяемые в группу Хокер, описаны в пределах хр. Флиндерс. Основные стратиграфические подразделения этой группы (снизу вверх): формация Парачилна; известняковая толща Уилкавиллина (археоциатовые рифовые известняки); толщи известняков Парара, песчаников Банкерс, глинистых сланцев Орапаринна и граувакк Нарина.

Положительные тектонические движения, охватившие в конце раннего кембрия всю территорию Аделаидской геосинклинали, обусловили развитие локальных несогласий.

Отложения среднего и верхнего кембрия в бассейне Купер представлены туфогенными сланцами, доломитами и известняками, содержащими вулканические бомбы и небольшие лапилли.

В Аделаидской геосинклинали аккумулировались мелководно-морские пестроцветные осадки формации Билли-Крик, представленные глинистыми сланцами и алевролитами. Туфогенные алевролиты ярко-розового цвета, залегающие в нижней части разреза формации Билли-Крик, могут служить доказательством вулканической деятельности в бассейне Купер. В начале среднего кембрия отложилась мелководно-морская карбонатная толща, в состав которой входят известняки Вирреалпа и Арупа-Крик в хр. Флиндерс и известняки Рамсей на п-ове Кейп-Йорк. Период накопления карбонатных осадков на всей территории геосинклинали сменился формированием группы Лейк-Фром, представленной красно- и зеленоцветными обломочными породами мощностью около 4000 м. Нижние горизонты группы, включающие формации Мудлатана, Балкоракана и Пантапинна, сложены красноцветами с незначительными прослоями доломитов. Верхние горизонты группы Лейк-Фром слагаются толщей песчаников Грайндстон-Рейндж.

В конце периода формирования группы Хокер образовался крупный трог, протянувшийся вдоль восточных склонов хр. Маунт-Лофти к о. Кенгуру. Возникновение этой отрицательной структуры получило название Уайтпиджекского опускания. Компенсирующие восходящие движения в примыкающих районах к северу и к югу от трога были объединены под названием Касинианского воздымания.

Высокая скорость осадконакопления в троге Канманту обусловила линзовидное переслаивание и выклинивание отложений, а также их фациальные изменения в разрезе и на площади. Эти отложения с общей видимой мощностью 18 000 м объединяются в серию Канманту, которая сложена алевролитами с прослоями граувакк, аркозов, филлитов и карбонатных пород.

Деламирский орогенез. Особенности стратиграфических соотношений подразделений нижнего па-

леозоя, выделенных в районе Деламира на п-ове Флерио, свидетельствуют о наличии орогенеза, начавшегося, по-видимому, в позднем кембрии и получившего название деламирского.

Метаморфизм, воздействие которого в период орогенеза испытали как породы кристаллического фундамента, так и отложения Аделаидской геосинклинали и трога Канманту, устанавливается в хребтах Пик и Денисон, в хр. Флиндерс (главным образом вблизи горы Пайнтер) и на о. Кенгуру. Отмечается также «большая метаморфическая дуга», сложенная метаморфизованными породами, приуроченными к палеозойским складчатым структурам, дугообразно протягивающимся от о. Кенгуру в северо-восточном направлении к блоку Уильяма. Максимум орогенических движений совпадает с внедрением раннеордовикских гранитных интрузий Анабама и Палмер. По-видимому, в период заключительных фаз орогенеза сформировались гранитные массивы Мундаватана в районе горы Пайнтер и Виктор-Харбор на п-ове Флерио, а также менее крупные тела гранитов на о. Кенгуру.

Ордовик, силур, девон. Ордовикские отложения аккумулировались в Большом Артезианском бассейне в течение завершающих фаз деламирского орогенеза. Их выходы на поверхности обнаружены на небольшой площади в северной части Южной Австралии. Породы ордовика были также вскрыты бурением на глубине около 1000 м. Отложение нижнеордовикских граптолитов проходило в пелагических условиях.

Длительный период относительного тектонического покоя, последовавший за деламирским орогенезом, сменился глыбовыми движениями. Повсеместное отсутствие посткембрийских и допермских отложений в южной части штата позволяет предполагать, что эта территория была приподнята и послужила источником сноса для среднепалеозойских осадков, аккумулировавшихся в бассейнах к северу и к югу от нее.

Осадки силурийского (?) и девонского возраста отлагались в относительно более погруженных частях Большого Артезианского бассейна. Верхнедевонские доломиты, ангидриты и тальковые сланцы, свидетельствующие об эвапоритовых условиях осадконакопления, формировались, по всей вероятности, в прибортовых участках этого бассейна. Отложения верхнего девона, залегающие в основании разреза бассейна Педерка, расположенного на западе центральной части пустыни Симпсон, подстилают слои красноцветных пород Иннаминка, относящихся, по-видимому, также к девону.

Пермь. В раннепермскую эпоху значительная часть территории штата была покрыта континентальным ледником. Присутствие пермских ледниковых отложений в котловине оз. Филиппсон и в бассейне Аркаринга, а также другие доказательства оледенения, обнаруженные в зал. Сент-Винсент и во впадине Марри, подтвердили существование древних ледниковых трогов и долин, вдоль которых происходили кратковременные вторжения моря. В основании пермского разреза залегают тиллиты. Вслед за кратковременной морской трансгрессией установились озерные условия осадкообразования, характеризовавшиеся накоплением известковых алевролитов и аргиллитов с богатой микрофлорой. В пермских осадках этого бассейна вблизи горы Тудина обнаружены угольные пласты. По-видимому, формирование отложений бассейна Купер проходило также в обстановке континентального режима.

Толща мощностью 900 м, накопившаяся в котловине оз. Филиппсон, на основании микрофлоры, а также фораминифер, обнаруженных в нижней части ее разреза, датируется сакмарским — артинским ярусами нижней перми. Нижние горизонты этой толщи, получившие название «слоев Лейк-Филиппсон», были впервые выделены Р. Джеком [Jack R. L., 1930] как ледниковые отложения пермокарбонового возраста, имеют мощность 75 м и содержат эрратические валуны и включения пирита, биотита и граната. «Слои Лейк-Филиппсон» перекрываются толщей Стюарт-Рейндж мощностью около 500 м. В ее базальных горизонтах, представленных аргиллитами, встречены фораминиферы, редкая фауна моллюсков и остракод и остатки позвоночных. В пачке пермских пород мощностью 90 м, обнажающихся среди более молодых отложений бассейна Аркаринга, обнаружены угольные пласты с *Glossopteris, Gangamopteris* и другими растительными остатками.

В троге Буртанна описана нижняя часть толщи котловины оз. Филиппсон. «Слои Лейк-Филиппсон», по-видимому, синхронны ледниковым отложениям пермского возраста, залегающим в виде линз на западных склонах хребтов Пик и Денисон [Reyner M. L., 1955].

Пермские отложения в бассейне Купер подразделяются на формацию Мерримела и перекрывающую ее группу Джиджилпа. Формация Мерримела (мощностью 360 м) вскрыта скв. 1 на участке Мерримела, где возраст этой формации по микрофаунистическим данным определяется как раннепермский (сакмарский). Группа Джиджилпа (мощностью более 300 м) содержит угленосные прослои и залегает на формации Мерримела, а также на более древних толщах.

Морские, флювиогляциальные и другие отложения пермского возраста, в том числе пермские тиллиты, пески и глины п-ова Флерио, получили название «слоев Кейп-Джарвис». Они являются возрастными аналогами отложений, вскрытых нефтяными разведочными скважинами вблизи Ренмарка и на других площадях.

Пермские отложения мощностью более 450 м, содержащие фораминиферы, что свидетельствует о их ледниково-морском происхождении, залегают в глубоко заложенном троге Ренмарк, протягивающемся между городами Монаш и Ренмарк. Как считает Э. О'Дрисколл [O'Driskoll E. P. D., 1960, p. 24], трог крутостенный и характеризуется U-образным поперечным профилем. По данным этого исследователя, простирание трога соответствует направлению движения ледника, в результате которого трог оказался заполненным с поверхности флювиогляциальными глинами зеленовато- и голубовато-серого цвета.

Мезозой. В течение всего триасового и большей части юрского периода современная территория Южной Австралии представляла собой сушу. В условиях континентального режима этого времени аккумулировались только маломощные осадки наземных и озерных фаций. В позднеюрскую эпоху произошло опускание в прогибе Гамбир. Буровые скважины здесь достигли только базальных горизонтов меловых отложений, поэтому можно предполагать, что ниже достоверно установленной подошвы мела будут вскрыты породы юрского возраста.

Континентальные отложения триаса и юры. Триасовая толща в бассейне Купер, получившая название формации Наппемери, подсечена в большинстве пробуренных в этом районе скважин. В южноавстралийской части впадины Купер эта толща (мощностью до 200 м) согласно залегает на отложениях верхнепермской группы Джиджилпа, что свидетельствует о ее раннетриасовом возрасте. Отсутствие морской фауны наряду с исходным доломитовым составом осадков и каштановым цветом пород позволяет предположить, что накопление толщи проходило в обстановке континентального замкнутого бассейна с преобладанием эвапоритовых фаций. Маломощная пачка отложений верхнего триаса, датируемая на основании определений ископаемых спор, встречена в разрезе скв. 1 площади Панджибурра на глубине более 2060 м.

Триасовые отложения наблюдаются также в межгорных впадинах хр. Флиндерс. Наиболее детально изучена угленосная свита Лей-Крик, выходы которой обнаружены в четырех небольших бассейнах вблизи Лей-Крика. Угленосные пласты залегают также в триасовых породах бассейнов Спрингфилд и Булкунда, приблизительно в 250 км к югу от Лей-Крика.

Юрские отложения перекрываются меловыми осадками на всей территории южноавстралийской части Большого Артезианского бассейна. Они широко распространены в рассматриваемом регионе и представляют собой крупный цикл континентального пресноводного осадконакопления, который местами продолжался в начале раннего мела. Разрез юрских отложений представлен двумя толщами песчаников (соответственно нижней и верхней), разделенными глинистыми сланцами и углями. Нижняя толща литологически эквивалентна песчаникам Хаттон впадин Малгелди и Сурат в Квинсленде. По палинологическим данным возраст этих песчаников ранне-среднеюрский. Южноавстралийские аналоги формации Беркхэд и угленосной свиты Уоллун Квинсленда согласно залегают на песчаниках формации Хаттон, но местами перекрывают их с угловым несогласием. Мощность формации Беркхэд, подсеченной в некоторых скважинах, колеблется в пределах 30—90 м. Она уменьшается по направлению к югу и юго-востоку. Согласно палинологическим определениям возраст формации Беркхэд предположительно среднепозднеюрский. Формирование этой толщи проходило в пресноводных условиях болотных и озерных фаций с преобладанием первых.

В верхней части юрского разреза Квинсленда выделяются три толщи (снизу вверх): песчаники Габбераманда, угленосные слои Фоссил-Вуд и песчаники Муга. Эти подразделения устанавливаются и в верхнеюрских отложениях юго-восточной части впадины Купер Южной Австралии, однако по направлению к центру бассейна песчанистость этого разреза все более возрастает, и здесь указанные выше толщи объединяются в «формацию Муга», представленную исключительно песчаниками. Верхняя ее часть, возможно, относится уже к нижнему мелу. Формация Муга весьма широко распространена среди юрских отложений; выходы ее прослеживаются вдоль южного и западного бортов Большого Артезианского бассейна. Мощность варьирует от 210 на севере до 350 м в центральной части бассейна.

На северных склонах хр. Флиндерс формация Муга представлена хорошо сортированными песчаниками мощностью 20—30 м, содержащими обильные растительные остатки предположительно раннемелового возраста. К западу от хр. Бердсвилл-Трак мощность этих песчаников, слагающих здесь формацию Виллидж-Вэлл, возрастает до 300 м; затем мощность их вновь значительно уменьшается к западу от оз. Эйр (севернее и южнее г. Уднадатта). В этом районе они описаны под названием песчаников Алгебакина и залегают на сильно выветрелых и каолинизированных породах осадочного основания. Интенсивное выветривание подстилающих пород указывает на длительное существование суши, предшествующее отложению юрских песчаников Алгебакина. Подошва этой формации коррелируется с поверхностями выравнивания в соседних хребтах Пик и Денисон.

Формация песчаников Алгебакина подразделяется на две толщи — нижнюю толщу каолинизированных песчаников и верхнюю чистых, хорошо сортированных песчаников. В состав нижней толщи входят белые кварцевые конгломераты; некоторые из них являются золотоносными. В породах широко развита слоистость течения со следами размыва и переотложения; отмечаются брекчии с галькой глин. Верхняя толща состоит из хорошо отсортированных кварцевых песчаников с повсеместно распространенной волнистой слоистостью течения. Отпечатки окремнелых растений в кровле этой толщи вблизи горы Ани весьма сходны с флорой в песчаниках горы Баббаг и свидетельствуют о позднеюрском либо раннемеловом возрасте этих отложений.

Темные лигнитовые глины позднеюрского возраста встречаются в бассейне Полда, простирающемся в широтном направлении от западного побережья п-ова Эйр в пределы Большого Артезианского бассейна и, по-видимому, соединяющемся с синеклизой Юкла по краю континентального шельфа.

Возможно, что в прогибе Гамбир (бассейн Отуэй) юрские отложения представлены мощной толщей осадков, залегающей ниже базальных слоев мелового возраста, вскрытых бурением.

Меловые отложения. Они наиболее широко распространены среди мезозойских пород Южной Австралии. В начале мелового периода началось значительное прогибание этой территории и обширные области Южной Австралии оказались затопленными морем. Прогибание достигло максимального развития до позднего мела. В течение позднего мела большинство бассейнов заполнилось осадочным материалом и морские условия седиментации постепенно сменились аллювиально-озерными. Исключение составляет прогиб Гамбир, где морские условия осадконакопления преобладали в течение всего позднего мела.

В Большом Артезианском бассейне значительная морская трансгрессия произошла в раннем мелу. На формирование базальных горизонтов нижнего мела существенно повлияла обстановка континентального пресноводного накопления, господствовавшая в юрское время.

В районе Марри, а также у северных и северо-восточных склонов хр. Флиндерс трансгрессивные отложения нижнего мела представлены следующими подразделениями: формацией Пеликан-Вэлл, пачкой песчаников Тринити-Вэлл формации Марри, песчаниками Парабарана — морскими аналогами песчаников Анн формации Кеднаови — и, наконец, пачкой брекчий Вилпуринна формации Марри.

В западной части Большого Артезианского бассейна, включающей район Уднадатта, меловое осадконакопление началось отложением формации Кеднаови. Формирование прибрежно-морских осадков было связано с образованием застойных лагун, песчаных баров, дельт и участков волноприбойного мелководья.

Пачка Анн, распространенная по западному и южному бортам Большого Артезианского бассейна, сложена песчаниками, по-видимому, дельтовых и речных фаций. Песчаники слоистые, хорошо сортированные, со скоплениями ископаемой древесины, содержат прослои и линзы конгломератов с обломками порфировых интрузивных пород, источником сноса которых был, очевидно, хр. Голер. Они линзовидно переслаиваются с другими породами формации Кеднаови, возраст которой в основном датируется ранним мелом. К ее подошве приурочен опорный отражающий горизонт. Мощность формации более или менее выдержанная, в пределах 45—74 м.

Формация Кеднаови согласно перекрывается глинистыми сланцами Балдог. В их разрезе (60—150 м от подошвы) залегает горизонт, сложенный известняками с эллипсоидными стяжениями, фауной морских двустворок, гастропод и стеблей криноидей. Мощность этой толщи достигает 460 м в центральной части бассейна, но заметно уменьшается к его бортам, и в районе Уднадатта она составляет только 150 м. Литологические аналоги глинистых сланцев Балдог — аргиллиты и сланцы в районе Марри — залегают на базальных песчаниках Марри и перекрываются формацией Уднадатта. Весь этот разрез объединяют в формацию Марри. В ее нижней части вблизи Рома наблюдаются в изобилии ископаемые формы морских моллюсков, а также песчаные фораминиферы. В средней части залегает тонкая пачка зеленых глауконитовых песчаников. В верхних горизонтах формации Марри у р. Тамбо обнаружена фауна аммоноидей, песчаных и известковых фораминифер, датирующаяся альбским веком.

Пачка Курикиана формации Уднадатта сложена главным образом алевро-аргиллитами с линзовидными прослоями известняков. В пачке известняков Вудридж, включенной в формацию Уднадатта, вблизи Фоссил-Крик встречена обильная фауна аммонитов и отмечены прослои целестина. Глауконитовые песчаники мощностью 50 м, венчающие разрез этой формации, объединены в пачку

Маунт-Александр. Мощность формации Уднадатта колеблется от 140 м у бортов бассейна до 600 м в наиболее погруженной его части. Фауна датирует возраст формации *как альбский*.

В разрезе вышележащей формации Уинтон в связи с регрессией мелового моря увеличилось содержание песчаного материала и количество углей. В ряде случаев были обнаружены окаменелые стволы деревьев. Эта формация, мощность которой в наиболее погруженных частях бассейна Купер превышает 600 м, *представлена, по всей* вероятности, только пресноводными отложениями и по палеонтологическим данным датируется сеноманом. Это наиболее молодая формация мелового разреза, широко распространенная на всей территории Большого Артезианского бассейна; кровля ее соответствует поверхности выравнивания мелового возраста.

К концу сеноманского века вся южноавстралийская часть Большого Артезианского бассейна стала сушей, и седиментация в это время ограничивалась накоплением аллювиального материала, отлагавшегося в руслах крупных рек со слабым уклоном. Примерами таких отложений могут служить пачка песчаников Маунт-Хави в дальних районах северо-восточной части штата и верхнемеловые (постуинтонские) пески, встреченные в скв. 1 на участке Калладейна.

В пределах синеклизы Юкла отложения нижнего мела вскрыты буровыми скважинами, пройденными как вблизи Трансавстралийской железной дороги, так и в южной части штата. Базальные горизонты этого бассейна, представленные грубозернистыми аренитами, залегающими на кристаллическом фундаменте или на пермских отложениях, являются литологическими аналогами песчаников западного борта Большого Артезианского Бассейна.

Во впадине Муррей базальные кварцевые песчаники неморского происхождения относят, как правило, к нижнему мелу. Вышележащие морские отложения представлены алевролитами и согласно залегающими на них глинистыми сланцами аптского яруса. Разрез морских осадков венчается альбскими слоями, выше сменяющимися аллювиально-озерными отложениями. Морские условия *осадконакопления сохранились в прогибе Гамбир, где* аккумулировались осадки, объединенные в группу Отуэй, мощность которой, по-видимому, превышает 3000 м. Они представлены зелеными и серыми лититовыми или полевошпатовыми алевролитами и мелко-среднезернистыми песчаниками. Отмечаются также более грубозернистые и *кластические разности с обломками вулканических и* других изверженных пород. Во всех отложениях отмечается примесь углистого материала; некоторые аргиллиты постепенно переходят в угли. Встречаются углефицированные in situ корни растений, что свидетельствует о неморских условиях седиментации определенной части разреза. Породы в основном тонкослоистые, но присутствуют также довольно мощные слои с косой слоистостью, оползневыми текстурами и следами размыва.

На основе несогласия, установленного по сейсмическим данным в отложениях группы Отуэй, она условно может быть подразделена на две части. Нижняя представлена верхнеюрскими отложениями и базальным горизонтом раннемелового возраста; верхняя охватывает верхнемеловую толщу, возможно, вплоть до сеномана.

Кайнозой. Нижнетретичные отложения*. Отложения раннетретичного возраста широко распространены во внутренних областях Южной Австралии. В пределах Большого Артезианского Бассейна они обычно представлены маломощными песками и гравелитами, несогласно залегающими на размытой поверхности меловых отложений, где сформировались кремнистые корки (силкреты).

В северо-восточной части штата, вблизи Иннаминка, *на меловых породах залегают фаунистически не охарактеризованные* косослоистые песчаники, впоследствии частично окремненные. Мощность их варьирует от 3 до 25 м. Песчаники Макумба, представленные в районе Уднадатта, являются, по-видимому, их литологическими аналогами. Вблизи Марри к нижнетретичным отложениям *относят пески с хорошо выраженным базальным слоем* конгломератов, содержащих обломки кварца различных генетических типов. Эта пачка (так называемая формация Марнпейови) имеет мощность около 3—12 м, которая лишь в редких случаях повышается до 80 м. По-видимому, одновозрастные ей отложения обнаружены в различных районах. Это озерные осадки, вскрытые на глубине 45—80 м в скважинах, пробуренных в донном грунте оз. Эйр; окремненные глинистые сланцы с остатками листьев в районе Каланна, а также окремненные песчаники с остатками листовой флоры вблизи горы Эба.

В бассейнах, развитых на южном побережье материка, поднятие хребтов и опускание смежных прогибов, имевшие место в начале третичного периода, сменились морской трансгрессией. В паралических условиях осадконакопления сформировались углистые глины, пески и алевриты, а также лигниты и бурые угли. В позднем эоцене аккумулировались нормальные морские осадки, представленные известняками и мергелями.

В синеклизе Юкла третичное осадконакопление началось в среднем эоцене с отложения углистых и пиритизированных глин, песков и алевритов формации Пидинга. Грубозернистые лимонитизированные и глауконитовые пески, а также «конгломераты» Хэмптона, обнаруженные в некоторых скважинах, коррелируются с песчаной толщей Конгоронг, развитой в прогибе Гамбир (см. ниже).

Бассейн Сент-Винсент является частью сложного грабена, состоящего из ряда более мелких депрессионных зон. Наиболее крупная из них — Аделаида-Плейн, соединяющаяся с впадинами Ноарланга и Уилланга в районе побережья зал. Сент-Винсент. Наиболее молодые породы, *подстилающие третичные отложения, относятся к пермскому* возрасту. Отложения в основании третичного разреза бассейна Сент-Винсент — это средне-верхнеэоценовые пески Норт-Мэслин частично морского происхождения, но с прослоями лигнитов и бурых углей. Они несогласно перекрываются глауконитовыми песками Саут-Мэслин *верхнего эоцена*.

Несортированные пески, глины и алевриты палеоцен-эоценового возраста, развитые во впадине Муррей, объединяются в так называемую «группу Найт» (рис. 18). Показателями размыва в кровле этих отложений являются плотные глауконитовые глины зеленого и серого цвета и пизолитовые бурые железняки. Другие неморские и паралические осадки палеоцен-эоценового возраста, не обнажающиеся на поверхности, названы Э. Харрисом [Harris W. K., 1966] «слоями Ренмарк».

Отложения «группы Найт» трансгрессивно перекрываются слоями Бакклуч мощностью 50 м, содержащими руководящую фауну позднего эоцена. Залегающие в основании этих отложений мшанковые известняки аккумулировались в условиях незамутненных вод относительно глубокого водоема, по-видимому, в узком желобе между уступом Мармон-Джабак и островной цепью, расположенной к юго-западу от Куналпина.

Среднетретичные отложения. В пределах Большого Артезианского бассейна широко распространены окремненные породы. Отмечаются различные виды окремнения от гнездовидной цементации пород, формирования невыдержанных прослоев опаловидного кремнезема до массивных, более или менее сплошных покровов, образуемых твердыми кремнистыми корками силкретами). Начиная от раннетретичной эпохи вплоть

---

* Такие термины, как «нижний», «средний» и «верхний», применительно к третичным отложениям нами употребляются в относительном смысле. — *Прим. автора.*

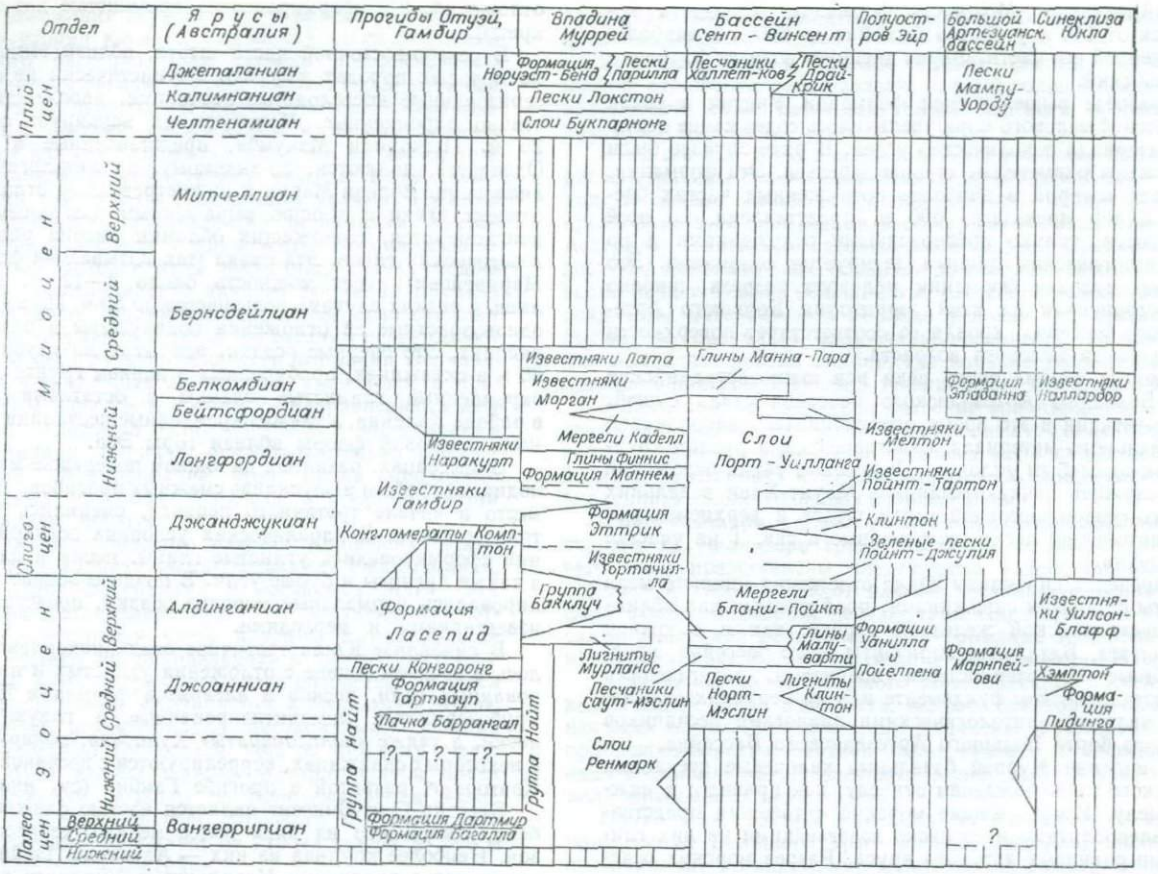


Рис. 18. Корреляционная таблица третичных отложений Южной Австралии, по данным Горного департамента Южной Австралии.

до четвертичного периода эти кремнисто-железистые массы сформировались на обширной территории. Наиболее выдержанные по простиранию и мощные окремненные слои коррелируются с формацией Марнпейови. Они представлены, как правило, очень твердыми тонкозернистыми до сливных кремнистыми породами серого, желтовато-серого или красновато-бурого цвета мощностью до 8 м. Обычно под таким твердым покровом расположена зона осветленных пород, в основании которой иногда наблюдается пятнистость, обусловленная присутствием окислов железа. Местами она подстилается горизонтом сильно ожелезненных пород или железистых конкреций.

Окремненные породы более древние, чем кремнистые слои формации Марнпейови, встречаются редко, однако в ряде участков отмечается окремнение в породах меловой формации Марри и докембрийской группы Умбератана. Стратиграфическая приуроченность окремненных пород к третичным отложениям позволяет предположить, что кремнистые породы (силкреты) могли формироваться в низинах, где гидрогеологические условия оказывали значительное влияние на аккумуляцию кремнезема.

Ряд данных указывает на полигенный характер «классического» профиля зоны поверхностного окремнения: а) два пласта окремненных пород, входящих в состав формации Марнпейови, могут соединяться, мощность их может изменяться по простиранию; б) в обоих пластах присутствуют конгломераты с кремнистым цементом; в) в верхней части нижележащего пласта отмечается столбчатая отдельность, перпендикулярная к напластованию; г) присутствие двух пластов окремненных пород устанавливается также в разрезах скважин, пройденных в отложениях впадины Фром; д) в одних случаях железистый материал может быть приурочен к одному, а кремнистый — к другому горизонту того же профиля поверхностного изменения пород; в других случаях варьирующие количества окислов железа и кремнезема могут концентрироваться в пределах одного горизонта.

Некоторые горизонты коры выветривания, залегающие под кремнистой шляпой, формировались неодновременно с образованием самой шляпы. Например, формирование зон ожелезнения и выщелачивания могло происходить значительно раньше. Пласты и линзы лимонитизированных или гематитсодержащих глин и песчаников, переслаивающиеся с каолинитовым материалом, могут свидетельствовать об отдельных этапах ожелезнения пород, предшествующих дальнейшему изменению недавно отложившихся слоев зоны окремнения.

Представляется несомненным, что «профиль зоны окремнения» в пределах Большого Артезианского бассейна состоит из ряда слоев, сформировавшихся различным путем в разное время; при этом во всех случаях базальные слои являются более «древними», т. е. образуются значительно раньше слоев верхней части разреза зоны.

К югу от р. Уорбертон и к востоку от оз. Эйр, в руслах рек Уорбертон-Крик и Куперс-Крик, среди прибрежных скал небольших озер, а также в других местах отмечаются выходы лимонитизированных песчаников, приуроченных к эрозионным врезам в нижнетретичных отложениях, на которых несогласно залегают аргиллиты и доломиты формации Этаданна. Характерно присутствие внутрифор-

мационных брекчий, свидетельствующих о периодическом осушении мелководных озер, в которых накапливались эти осадки. В озерных гипсоносных мергелях и глинах этой формации к востоку от оз. Эйр, вблизи оз. Кананка, впервые в 1882 г. были обнаружены остатки позвоночных. Предполагается, что формация Этаданна относится к олигоцену или миоцену, хотя по некоторым данным она может быть датирована более молодым возрастом.

Отложения синеклизы Юкла представлены главным образом известняками Уилсон-Блафф с максимальной мощностью до 120 м. В основании разреза залегает слой глауконитовых пород с фауной среднего эоцена, перекрытых известняками Налларбор, отложившихся в конце раннего миоцена. Мощность пачки 30 м.

Развитие толщи известняков Тортачилла и их аналогов в бассейне Сент-Винсент свидетельствует о значительной морской трансгрессии, имевшей место в среднем—позднем эоцене. Известняки Тортачилла сменяются верхнеэоценовыми мергелями Бланш-Пойнт. Их литологические аналоги, описанные на п-ове Кейп-Йорк, залегают на эоценовых глинах Малуварти.

Позднеэоценовые—миоценовые слои Порт-Уилуна одновозрастны известнякам серии Гамбир. В результате олигоценовой морской трансгрессии, захватившей территорию впадины Муррей, отложилась формация Эттрик и аналоги конгломератов Комптон. Слои Эттрик иногда замещаются по простиранию белыми мшанковыми известняками, что свидетельствует о связи морских бассейнов Муррей и Гамбир.

Формация Маннем, отложения которой местами перекрываются глинами Финнис, трансгрессивно залегает на породах основания бассейна в западной прибортовой его части. Формация Маннем, а также толща известняков Морган, суммарная мощность которой вместе с линзой мергелей Каделл составляет 90 м, аккумулировались в тепловодных мелководно-морских условиях, в пределах литоральной и неритовой зон. На большей глубине, где седиментация носила непрерывный характер, отложились известняки так называемой «толщи Морган-Маннем».

Формированием слоя конгломератов Комптон в бассейне Гамбир ознаменовалось начало олигоценовой морской трансгрессии, распространившейся далеко в глубь впадины Муррей. Вышележащая толща известняков Гамбир является диахронной: ее базальные горизонты в западной части бассейна относятся к позднему эоцену, в то время как основная часть разреза датируется ранним миоценом.

Верхнетретичные отложения. Относительно стабильные условия седиментации среднетретичной эпохи, выразившиеся в отложении толщи морских известняков, сменились в начале позднего миоцена усилением тектонической активности, приведшим к перерыву в осадконакоплении и подъему третичных бассейнов.

За складчатостью, которую испытали слои Порт-Уилланга и более древние отложения, последовала аккумуляция песчаников Халлет-Ков и их частичных аналогов — песков Драй-Крик. Аллювиальные пески, отложившиеся в это время в долине Бароссa и, возможно, вблизи массива Голер, относятся к миоцен-плиоценовому возрасту.

Раннеплиоценовая трансгрессия во впадине Муррей представлена слоями формации Букпарнонг. Вышележащие пески Локстон относились уже к эстуариевым и аллювиально-озерным фациям.

Незначительное прогибание этой территории в позднем плиоцене привело к новой морской трансгрессии и последующему накоплению эстуариевых осадков формации Норуэст-Бенд между Тайлем-Бенд и Уайкири, вдоль современной долины р. Муррей. Песчаная толща Парилла, представленная глинистыми и слюдисто-кварцевыми песками, отчасти литологически эквивалентна отложениям Норуэст-Бенд, которыми они постепенно замещаются. Пески Парилла относятся к аллювиально-озерным фациям.

В отложениях Виктория (Квамбатук), аналогах песков Парилла, содержатся ископаемые остатки морских моллюсков и мшанок, что, по всей вероятности, свидетельствует о наличии в этом разрезе слоя морских осадков, соответствующего начальной литоральной фазе марраванской трансгрессии.

Тектоническая деятельность и вулканизм в позднем кайнозое. Многочисленные проявления тектонической деятельности, начавшейся с расчленения среднетретичной поверхности, привели к повсеместному накоплению обломочного материала в посттретичную эпоху.

В конце позднего плиоцена в результате тектонических движений сформировалась четкая система линеаментов, включающая разломы и крупные зоны трещин. Некоторые линеаменты развивались параллельно более древним разломам; разделяемые ими блоки оказались взброшенными по меньшей мере на 60 м. Линеаменты двух основных простираний — северо-западного и северо-восточного — образуют при пересечении прямоугольные или ромбовидные блоки. Система линеаментов отражает, по всей вероятности, структуру тектонических элементов глубокого заложения в кристаллическом фундаменте.

Возобновление разрывной тектоники и дифференциальных блоковых движений, а также усиление вулканической деятельности привели к образованию поднятия Косцюшко, что сопровождалось осадконакоплением различного типа в бассейнах, пограничных с блоковыми поднятиями этого времени. Развитие относительно ранней системы линеаментов в течение позднего кайнозоя связано с воздыманием приматериковых бортов бассейнов и прогибанием их внутренних частей. Это обусловило поднятие горных хребтов и смещение в сторону берега зоны максимального накопления литоральных осадков. На северо-востоке, в пределах прогиба Гамбир, приуроченного к синеклизе Отуэй, отмечались проявления вулканизма, связанные, по-видимому, с системой линеаментов.

Четвертичные отложения. Осадки предположительно плейстоценового возраста, залегающие на морских отложениях верхнего плиоцена и подстилающие маломощный голоценовый чехол, могут быть подразделены на три основные (неравные) части. По литологическим данным нижнее подразделение соответствует наиболее длительному временно́му интервалу.

Нижний плейстоцен. Нижнеплейстоценовые осадки широко распространены во внутренней части Южной Австралии. Они включают: сапролиты, развившиеся на углистых и более древних породах третичного (?) возраста южных склонов хр. Масгрейв; ожелезненные и окремненные слои обломочного материала, по-видимому фиксирующие поверхность выравнивания Карунна и встречающиеся в основании пачки оливково-зеленых глин на южном борту Большого Артезианского бассейна; глины Авондейл у подножия хр. Флиндерс и т. д.

В районе оз. Эйр предположительные аналоги глинистых отложений Авондейл подстилаются толщей доломитов и аргиллитов [King D., 1956]. В аналогичных разрезах доломитов и аргиллитов, объединяемых в формацию Этаданна, в районе озер Паланкаринна и Кананка обнаружено захоронение ископаемой фауны Нгапакалди, представленное скелетными остатками пеликанов, фламинго, уток, крокодилов, амфибий, а также предков медведей коала. Формация Этаданна датируется олигоценом, хотя, возможно, она более молодого возраста. Отмечаются разрозненные останцы слоя серовато-пурпурных или красноватых глин на кремнистых породах. Известняки с водорослеподобной текстурой, залегающие в основании этого слоя, по-видимому, имеют озерное происхождение. Грабены в бассейнах оз. Торренс, заливов Спенсер и Сент-Винсент заполнены мощными отложениями глин, песков

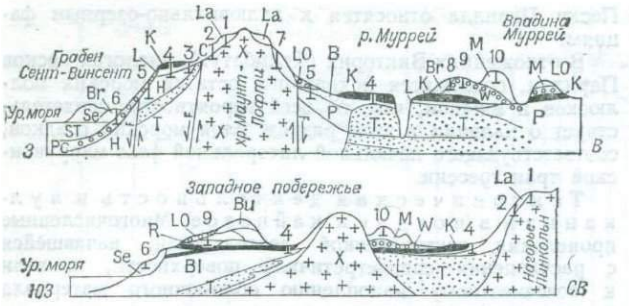


Рис. 19. Стратиграфические профили погребенных почв через хр. Маунт-Лофти (вверху) и западную часть п-ова Эйр (внизу), характеризующие условия залегания третичных и четвертичных осадков, а также аккумулятивных почвенных и корковых образований.

1 — латеритные подзолистые почвы; *2* — желтые подзолы; *3* — «голубые земли»; *4* — засоленные бурые почвы, залегающие на калькретах; *5* — красно-бурые земли; *6* — известковые пески; *7* — подзолы (а также пески, сцементированные окислами железа); *8* — эоловые песчаные холмы пустынь; *9* — засоленные бурые почвы (или дюнные пески); *10* — песчаники и т. д. (Буквенные индексы см. в табл. 1.)

и гравия, относящимися к глинистым толщам Авондейл и Хайндмарш. Типичный разрез последней находится в пределах бассейна зал. Сент-Винсент, где она перекрывает песчаную толщу Керисбрук с органическими остатками предположительно плиоцен-плейстоценового возраста.

Во впадине Муррей базальные слои плейстоценового разреза представлены аллювиально-озерными глинами Бланч-Таун, внутри которых местами отмечаются маломощные линзы доломитовых микритов, а также прослои известняков с окаменелостями, залегающие вблизи современной береговой линии. Силкреты, фиксирующие поверхность выравнивания Карунда, приурочены к основанию глинистых отложений плейстоцена Южной Австралии и представлены разрушенными с поверхности, окисленными и окремненными породами. Они являются, вероятно, стратиграфическими аналогами подобных образований, обнажающихся на побережье зал. Бостон вблизи Бордертауна (округ Аделаида), а также в некоторых внутренних районах штата. Желтые русловые пески Шовилла образовались за счет переотложения обломочного материала, фиксирующего поверхность выравнивания Карунда; в пределах позднекайнозойского бассейна Локстон они линзовидно переслаиваются с глинами в основании толщи Бланч-Таун.

Ледники четвертичного периода, захватившие горные области Восточной Австралии и Тасмании, не распространились в пределы Южной Австралии. Вместе с тем гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана оказали глубокое воздействие на климат, конфигурацию береговой линии и развитие рельефа этого региона.

На архипелаге Пэдуэй и в прогибе Отуэй в раннем плейстоцене сформировалась морская формация Кумандук, представленная песчаными известняками и известковыми песками. При корреляции оказалось, что эта формация, по-видимому, одновозрастна ракушечным и гравелистым пескам, подстилающим формацию Бриджуотер. Другие морские осадки неустановленного возраста представлены в морских клифах на скалистом побережье вблизи Тантанула. Останцы ракушечных осадков, рассеянные на поверхности доломитизированных известняков Маунт-Гамбир на высоте 75 м от современной береговой линии, свидетельствуют об опускании уровня океана.

Средний плейстоцен. Маломощные, не выдержанные по простиранию слои озерных известняков залегают на нижнеплейстоценовых обломочных отложениях и более древних породах в различных местах Южной Австралии. В них обнаружены остракоды, гастроподы *Coxiella*, а также остатки пресноводных растений и отпечатки тростника. В большинстве случаев это микритовые известняки с различным содержанием доломита. Приблизительно такое же положение в разрезе занимают следующие литостратиграфические подразделения: известняковые слои Итерингинна, толща известняков Мантатиджа в бассейне Оффисер, известняки Маунт-Уиллоуби на западном борту Большого Артезианского бассейна, другие отложения известняков вблизи Биллакаллина, Каллана и Маралинга, нижняя часть гравелитовых слоев Телфорд в районе Линдхорст, толща известняков Нилпена на западных склонах северной части хр. Флиндерс, известняки Банганниа во впадине Муррей, наконец, фаунистически охарактеризованные морские и эоловые отложения формации Бриджуотер на южном побережье штата.

На поверхности озерных известняков и более древних пород отмечаются хорошо выраженные твердые известковые покровные отложения, сложенные калькретами * Рипон, весьма широко распространенные. Эти образования фиксируют обширную древнюю поверхность выравнивания Рипон и залегают в основании погребенных бурых почв. На побережье они приурочены к границе нижней и верхней пачек формации Бриджуотер. На ряде участков западного борта бассейна Лейк-Эйр покровные отложения поверхности Рипон эродированы.

Сапролиты и отложения зеленых глин, залегающие на более молодой поверхности выравнивания в пределах того же бассейна, представлены глинистой толщей Бопичи. В ней обнаружены скелеты ископаемых животных — исполинского кенгуру, эму, вомбата, дипротодона, а также многочисленные растительные остатки. Эта фауна и флора датируются предположительно средним эоценом.

Слои кальцретизированных пород средней твердости более молодого возраста, чем калькреты Рипон, широко распространены на территории штата (рис. 19, табл. 1). Они залегают среди погребенных бурых почв Бакара и фиксируют древнюю поверхность выравнивания, получившую также название Бакара. Эти калькреты коррелируются с верхней частью разреза гравийно-галечной толщи Телфорд и другими аллювиальными отложениями внутренних районов, известняками озерных фаций на северо-востоке штата, эолианитами верхней пачки формации Бриджуотер, а также с морской формацией Гленвилл, развитой на южном побережье.

Верхний плейстоцен. Вслед за подъемом и глубоким расчленением территории, связанным с последним (перед наступлением фландрской трансгрессии) низким стоянием уровня океана, аккумулировалась формация Пурака, представленная аллювиальными конусами выноса и долинными отложениями. Более древние слои калькретов были эродированы и переотложены. Плейстоценовые формации, развитые вдоль западных и восточных бортов впадины Муррей, сложены аллювиальным и колювиальным материалом. Аллювиальные фации представлены глинистыми песками красновато-бурого цвета, песками и галечниками, выполняющими речные долины, врезанные в более древние отложения предгорий, или перекрывающими калькреты и погребенный аллювиальный материал.

Горизонт конкреционных карбонатов был встречен вблизи кровли формации Пурака. Карбонатные и другие реликтовые почвенные образования обычно присутствуют в красноземах и более молодых бурых почвах, формирова-

---

* Твердая известковая корка (или несколько корок) растворимых солей кальция; результат инфильтрации и перераспределения кальцита. Часто встречается в виде слоя (поверхностного или близповерхностного) пород, сцементированных карбонатами (кальция, магния и др.). — *Прим. перев.*

ние которых составляло характерную особенность позднеплейстоценового ландшафта. У подножий хребтов возникли обширные конусы выноса, которые, однако, не протягивались на значительные расстояния в пределы внутренних бассейнов. Формация Пурака представлена отложениями речных долин, врезанных в среднеплейстоценовые и более древние породы.

Обширное эоловое осадконакопление позднего плейстоцена началось в южной части штата с аккумуляции толщи Уоринен, сложенной красно-бурыми кварцевыми песками, переслаивающимися с известковыми алевритами. Маломощный слой глин Каллабонна отложился поверх формации Пурака и ее аналогов; здесь развиты красноземы и каменистые красные почвы Каллабонна. Этот слой принят в качестве стратиграфического опорного горизонта, фиксирующего границу плейстоцена и голоцена в Южной Австралии.

Г о л о ц е н. Отложения этого возраста во внутренних районах штата представлены главным образом делювиальными осыпями у подножий горных хребтов и аллювиальными отложениями в осадочных бассейнах. Полимиктовый галечник, содержащий хорошо окатанный материал, образовался за счет переотложения более древних осадков. Мономиктовые галечники, в которых полуугловатый материал преобладает над окатанным, по большей части локализуются вблизи коренных пород или кремнеземистых кор выветривания, а также в современных речных долинах.

В пределах водосборного бассейна оз. Эйр русла современных водотоков врезаны в голоценовые отложения. Глины Тингана, обнажающиеся в долинах рек Стшелецки, Купер, Уорбертон и других, впадающих в оз. Эйр, являются одними из наиболее древних и широко распространенных осадков голоценового возраста, вскрытых речной эрозией.

Современные отложения озер Эйр, Торренс, Фром, Гарднер и других менее крупных в северной части п-ова Эйр представлены маломощными эвапоритами (гипсоносные глины с соляными корками). В бортовых частях Большого Артезианского бассейна обнаружены подземные минеральные источники различных генераций, причем *только самые молодые из них сформировались в голоцене*. Конусы выноса, образованные этими источниками, сложены в основном переотложенными меловыми осадками, черными рыхлыми илами и небольшим количеством травертина.

Пески Симпсон, образующие обширные дюнные поля, являются одними из наиболее важных форм рельефа внутренних районов штата. Состав и цвет дюнного песка определяются исходным материалом. В одних случаях источником поступления песка служат выходы коренных пород, расположенные в непосредственной близости, в других — аллювиальные отложения, развитые на значительной территории, когда формируются так называемые подветренные дюны.

Некоторые дюны характеризуются слоистым строением; обычно можно выделить три слоя песков: верхний — песок желтого цвета, средний — более темноокрашенный, красновато-желтый песок и нижний, представленный коричневым, местами глинистым песком с конкрециями карбонатов погребенных почв. Текстура почвенного слоя и его базальное положение в разрезе голоценовых песков позволяют сопоставить эти почвы с верхнеплейстоценовыми карбонатными почвами, залегающими в более древних дюнах формации Уоринен. Сложенные гипсоносными песками дюны на побережьях внутриконтинентальных озер, по-видимому, позднеплейстоценового—голоценового возраста, поскольку они залегают почти на одном уровне с современным урезом воды в озерах. Погребенный горизонт гипситов часто залегает вблизи от поверхности дюн и встречается в других местах современного ландша-

ТАБЛИЦА 1

Стратиграфия кайнозойских погребенных почв, коррелирующихся с соответственными подразделениями Южной Австралии

Геологический возраст			Символы	Стратиграфические подразделения
Четвертичный период	Современные отложения		Se	Пески Семафор и их аналоги-пески зон выщелачивания (песчаные отложения склонов) *
			M	Пески Молино, пески Баньип (впадина Муррей)
			Br	Пески Фулхэм (бассейн Сент-Винсент)
			St	Формация Сент-Килда
	Плейстоцен	Верхний	C	Тонкий слой красных, серых или желтых глин *
			LO	Карбонатные почвы Лавдей-Сойл
			W	Формация Уоринен (впадина Муррей)
			Pc	Формация Пурака (бассейны Сент-Винсент и Спенсер) и ее аналоги
		Средний	K	Калькреты в погребенных почвах Бакара
			L	Лёссовидные суглинки в смеси с известковым и алеврито-песчаным кварцевым материалом
				Карбонатные горизонты
			Bu	Формация Бриджуотер (верхняя пачка)
			R	Калькреты Рипон
			Bl	Формация Бриджуотер (нижняя пачка)
		Нижний		Оливково-зеленые глины (глины Кесуик и их аналоги), залегающие на поверхности коренных пород или в кровле глинистой толщи Хайндмарш *
			B	Глины Бланч-Таун (впадина Муррей).
			H	Глины Хайндмарш (бассейны Сент-Винсент и Спенсер)
			O	Феррикретовые пески Парилла и их аналоги
Третичный период	Плиоцен		P	Пески Парилла (перекрывающие пески Локстон)
	Более древние горизонты		La	Латеритный профиль с развитием феррикретов (железистых корок и поверхностных отложений, сцементированных окислами железа)
			T	Третичные отложения нерасчлененные
			X	Породы основания

* Не показаны на профиле (см. рис. 19).

Примечание. Калькреты и другие корковые образования представляют собой, по существу, стратиграфические горизонты, которые могут коррелироваться на значительных расстояниях.

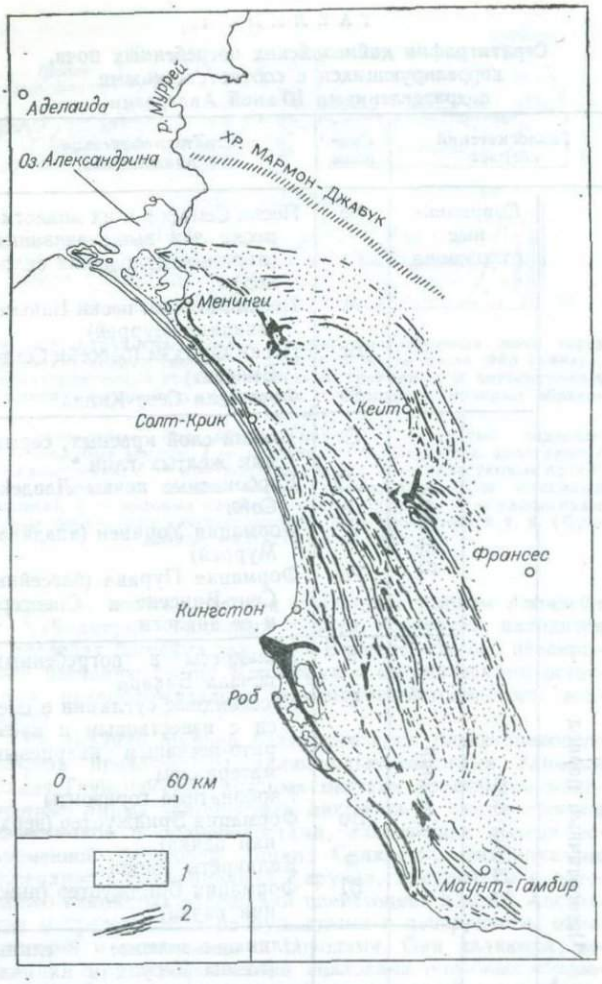


Рис. 20. Схематическая карта юго-восточной части Южной Австралии, на которой показаны вдольбереговые песчаные гряды плейстоценового возраста (черный цвет).

1 — участки развития поднятых доплейстоценовых коренных пород; *2* — вдольбереговые песчаные гряды.

фта либо в виде слоя эоловых наносов, либо в виде включений в более древних наслоениях.

Стратиграфические взаимоотношения различных отложений голоценового возраста более отчетливо проявляются в пределах бассейнов южной части территории штата и в особенности на побережьях. Очень характерны отложения, связанные с фландрской трансгрессией. Наиболее распространена формация Сент-Килда, сложенная мелководно-морскими песками, эстуариевыми илами и ракушечными песками пляжевых дюнных гряд. Эти отложения линзовидно переслаиваются с другими осадками, включающими гипсоносную формацию Ямба и ее аналоги на западном побережье, дюнные пески в краевой части бассейна Сент-Винсент, формации Мономан и Кунамбиджал, локализованные в долине р. Муррей, а также карбонатные отложения лагуны Куронг и мелководных озер, протягивающихся параллельно береговой линии в юго-восточной части штата.

Дюнные поля южных районов перекрывают формацию Уоринен верхнего плейстоцена и более древние отложения. Они включают внутриконтинентальный пояс красноватых песков Фулхэм, развитых в пределах западных и центральных бассейнов штата, пески Баньип впадины Муррей, южную полосу желтых песков Молино и прибрежную зону песков Семафор.

Пески Фулхэм встречаются на побережье зал. Сент-Винсент. Здесь ракушечные слои, соответствующие наиболее высокому уровню океана в период фландрской трансгрессии, залегают на песках Фулхэм, для которых характерны стяжения карбонатов, в том числе так называемые карбонатные трубки. Пески эти отлагались при понижениях уровня океана и перекрывались более молодыми слоями дюнных песков. Сходные разрезы встречаются в долине р. Муррей, где древние эоловые пески, содержащие карбонатные трубки, частично перекрываются формацией Кунамбиджал.

Эоловые дюны, сложенные гипсоносными песками, примыкающие к озерным отложениям формации Ямба или их перекрывающие, переслаиваются с песками верхней части толщи Баньип и содержат погребенный горизонт гипситов, условно коррелируемый с аналогичными образованиями во внутриконтинентальных дюнах.

Пески Семафор развиты на современном побережье. По-видимому, их накопление связано с переотложением осадков формации Бриджуотер, пляжевых гряд формации Сент-Килда и современных прибрежных баров. В районе Куронг базальные слои песков линзовидно переслаиваются с более молодыми карбонатными (доломитовыми) осадками лагуны Куронг (рис. 20). Песчаные гряды иногда изгибаются по простиранию, как, например, вблизи Маунт-Гамбир. На рис. 20 бóльшая часть белого поля карты — голоценовые континентальные или морские пески.

Полезные ископаемые

Серебро-свинцовые руды Глен-Осмонда и медные Монтекьюта были открыты и эксплуатировались в начале 40-х годов XIX в. Медь была обнаружена в 1842 г. у Капанда, позднее — в районах Барра и Уаллару-Мунта. В течение 80 лет медь была основным полезным ископаемым Южной Австралии, и на многие годы она стала одним из главных мировых поставщиков этого металла. Открытие месторождений золота, серебра, свинца и цинка также способствовало расширению минеральных ресурсов штата. Добыча железной руды на месторождении Айрон-Ноб для обеспечения сырьем вновь организованной сталелитейной промышленности началась в 1915 г.

После второй мировой войны минеральные ресурсы Южной Австралии пополнились крупным угольным месторождением Лей-Крик — источником местного топлива для получения электроэнергии; урановым месторождением Радиум-Хилл и баритовым Орапаринна. Кроме того, следует отметить гипсовые залежи вблизи оз. Мак-Доннелл и пирит Найрна, служивший сырьем для сернокислотного производства.

К наиболее важным залежам углеводородов на территории штата в настоящее время следует отнести месторождение природного газа в районе Мумба-Джиджилпа.

Дж. Б. Фирмен

ТАСМАНИЯ

Тасмания — остров неправильной треугольной формы с площадью 68 тыс. км². Этот гористый остров с превышениями в рельефе до 1600 м представляет собой южное продолжение горного пояса Восточной Австралии. Он отделен от материка Бассовым проливом, глубина которого достигает 90 м; дно пролива выстилается континентальными породами. Поднятие Кинг-Айленд и банка Тайл расположены к западу от Тасмании, а к востоку от нее находится поднятие Басса. Прогибание территории современного Бассова пролива, скорее всего, началось в триасе

и продолжалось со все возрастающей скоростью в позднем мелу и третичном периоде. В течение плейстоцена Бассов пролив неоднократно осушался в связи с эвстатическими колебаниями уровня океана. Формирование восточного и западного побережий Тасмании контролировалось дизъюнктивными дислокациями.

Еще в 1793 г. французские ученые, входившие в состав знаменитой экспедиции д'Антркасто, обнаружили на Тасмании залежи углей. Разведка полезных ископаемых острова началась исследованиями Дж. Миллигэна [1849 г.], посвященными угольным залежам, а также А. Селвина, изучавшего битуминозные сланцы и угли в 50-е годы прошлого столетия. Золото на острове было открыто в 1852 г. Олово нашли на горе Бишоф в 1871 г.; а позднее были обнаружены цинк, свинец и медь в Розбери и в районе Маунт-Лайелл.

История геологического развития

Докембрий. Наиболее древней толщей Тасмании является толща с суммарной мощностью 6000 м, сложенная алевролитами, песчаниками, конгломератами, а также долеритами, входящими в состав серии оливиновых базальтов (рис. 21). Кварциты, филлиты и аспидные сланцы, деформированные конгломераты и амфиболиты с включениями эклогитов — породы, отвечающие фации зеленых сланцев. В позднем докембрии эти породы испытали воздействие френчменского орогенеза, в котором могут быть выделены две орогенические фазы. В течение временно́го интервала между этими фазами внедрились основные дайки со скоплениями магнетита. По всей вероятности, складчатость и формирование геоантиклинали субмеридио-

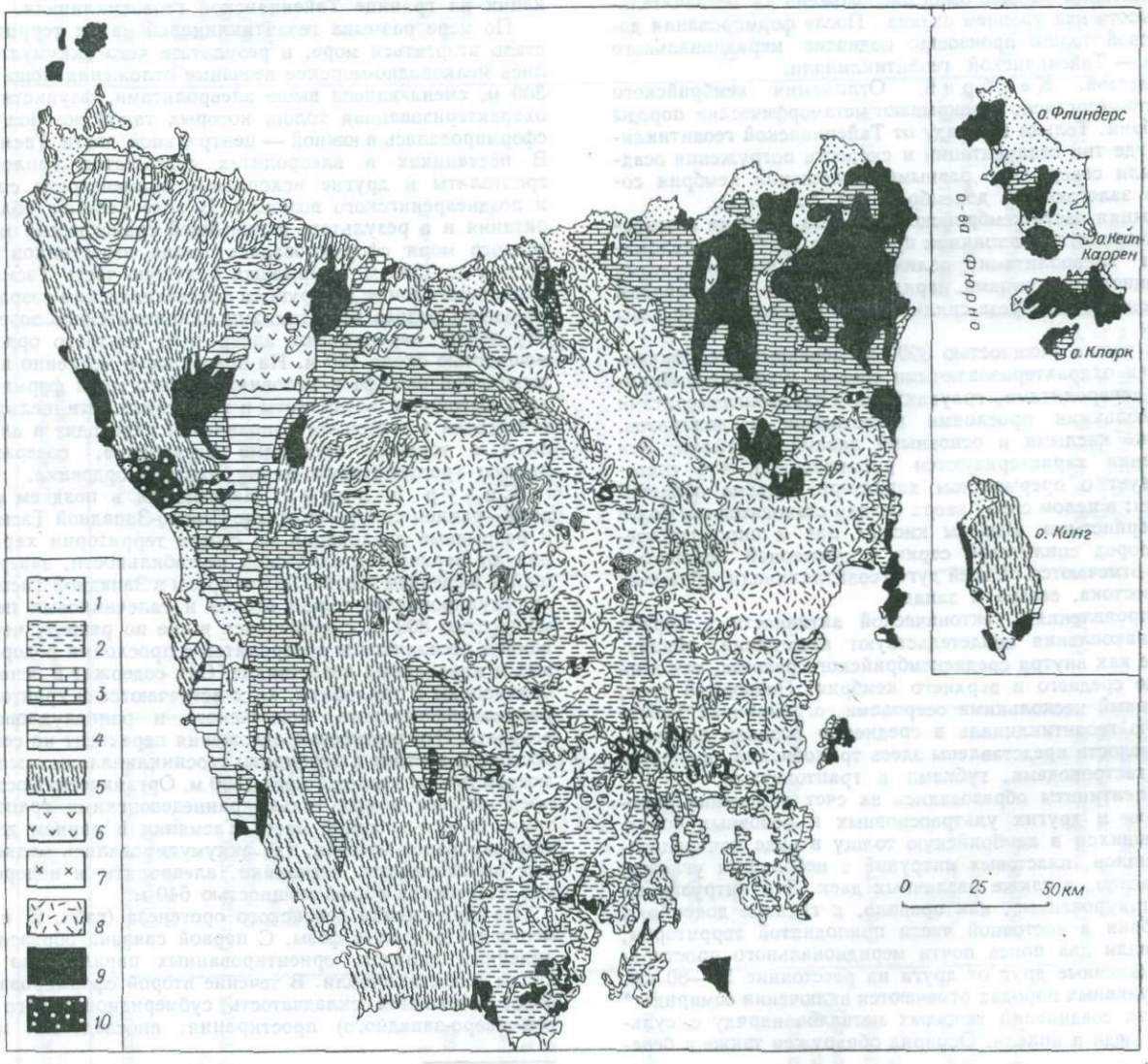


Рис. 21. Геологическая карта Тасмании.

1—5 — **осадочные и метаморфизованные породы:** *1* — **кайнозойские,** *2* — **пермо-триасовые,** *3* — **ордовикско-нижнедевонские,** *4* — **кембрийские,** *5* — **докембрийские;** *6—11* — **изверженные породы:** *6* — **третичные базальты,** *7* — **меловые и юрские сиениты,** *8* — **юрские долериты,** *9* — **девонские граниты,** *10* — **кембрийские ультраосновные породы.**

нального (север-северо-восточного) простирания были связаны со второй орогенической фазой.

Разрез, слагающий оба борта геоантиклинали, представлен кварцитами, аспидными сланцами, филлитами с прослоями конгломератов и доломитов, а также с некоторым количеством базальтов и туфов. Мощность всей толщи составляет 4500 м. Эти породы были смяты в пологие складки в период «пенгуинского орогенеза». Интрузия долеритовых силлов и даек (возраст одной из которых 700 млн. лет) имели место как до складчатости, так и после нее.

Вслед за пенгуинскими орогеническими движениями последовал длительный период эрозии, который сменился незначительным прогибанием общего субмеридионального (север-северо-западного) простирания, сопровождавшимся отложением мелководных оолитовых известняков и доломитов, а также незначительным накоплением терригенных осадков — алевритов и песков. Мощность доломитов достигала 1200 м, причем имеются данные, что область питания осадков была расположена на незначительной высоте над уровнем океана. После формирования доломитовой толщи произошло поднятие меридионального хребта — Тайеннанской геоантиклинали.

Палеозой. К е м б р и й. Отложения кембрийского возраста несогласно перекрывают метаморфические породы докембрия. Только к западу от Тайеннанской геоантиклинали, где тип седиментации и скорость погружения осадков были совершенно разными, отложения кембрия согласно залегают на докембрийских доломитах.

Нижняя часть кембрийского разреза сложена в основном алевролитами с тонкими прослоями граувакк, доломитовыми алевролитами, полимиктовыми конгломератами и кремнистыми сланцами, наряду с которыми представлены подчиненные в разрезе спилитовые и кератофировые лавы и туфы.

Эта толща (мощностью 3000 м) перекрывается фаунистически охарактеризованными средне- и верхнекембрийскими алевролитами, граувакками и параконгломератами с несколькими прослоями известняков и доломитов, а также кислыми и основными лавами и туфами. Эти отложения характеризуются ритмичностью, что свидетельствует о прерывистом характере подъема областей питания; в целом снизу вверх осадки становятся все более грубозернистыми. Выходы кислых лав и пирокластических пород спилитовой серии с суммарной мощностью 3000 м отмечаются по всей дуге геоантиклинали, обрамляя ее с востока, севера и запада.

О проявлениях тектонической активности в период осадконакопления свидетельствуют несогласия, обнаруженные как внутри среднекембрийского разреза, так и на границе среднего и верхнего кембрия. Подводный трог, увенчанный несколькими островами, ограничивал Тайеннанскую геоантиклиналь в среднем и позднем кембрии. Окаменелости представлены здесь трилобитами, брахиоподами, гастроподами, губками и граптолитами.

Серпентиниты образовались за счет изменения пироксенитов и других ультраосновных и основных пород, внедрившихся в кембрийскую толщу в виде конкордантных силлов, пластовых интрузий с небольшим угловым несогласием, а также различных даек. Эти интрузивные тела, приуроченные, как правило, к границе докембрия и кембрия в восточной части приподнятой территории, образовали два пояса почти меридионального простирания, удаленные друг от друга на расстояние 50—80 км. В интрузивных породах отмечаются включения осмирида * и других соединений тяжелых металлов наряду с сульфидами меди и никеля. Осмирид обнаружен также в береговых россыпях раннефранского возраста. В доордовикский период в вулканический купол Маунт-Рид внедрилось несколько небольших пластовых гранитных интрузий.

В результате омоложения Тайеннанской геоантиклинали, обусловленного «джаккезианским орогенезом», имевшим место в конце кембрия, сформировалась зона сжатых складок, примыкающая к геоантиклинали, в то время как повсеместно отмечалась лишь пологая складчатость.

О р д о в и к. Локальные скопления фангломератов *, образовавшихся за счет разрушения вулканических и осадочных пород, приурочены к бортам Тайеннанской геоантиклинали. Позднее в низменных участках сформировались обширные аллювиальные конусы выноса, сложенные кремнистыми гравийниками и песками общей мощностью до 720 м. Источником сноса обломочного материала этих конусов служили докембрийские породы геоантиклиналей Тайеннанской, Роки-Кейп и Асбестос-Рейндж. В начале ордовика отмечались разрывные дислокации на границе Тайеннанской геоантиклинали.

По мере размыва геоантиклиналей на их территорию стало вторгаться море, в результате чего аккумулировались мелководно-морские песчаные отложения мощностью 300 м, сменяющиеся выше алевролитами, фаунистически охарактеризованная толща которых такой же мощности сформировалась в южной — центральной части Тасмании. В песчаниках и алевролитах содержатся трилобиты, граптолиты и другие ископаемые окаменелости среднего позднеаренигского возраста. В ходе размыва областей питания и в результате дальнейшей трансгрессии мелководного моря сформировалась толща известняков мощностью до 1500 м, покрывшая бо́льшую часть Тасмании. Базальные слои ее датируются позднеканадским возрастом, венчается разрез известняками цинциннатского возраста. Эту толщу перекрывают алевролиты верхнего ордовика мощностью около 150 м. На поверхности медленно погружавшегося шельфа в условиях теплого моря формировались песчаники, алевролиты и известняки. Эти шельфовые отложения в восточном направлении переходят в алевролиты с тонкими прослоями песчаников, содержащие редкую граптолитовую фауну раннего ордовика.

С и л у р и д е в о н. Начавшиеся в позднем ордовике—раннем силуре поднятие Северо-Западной Тасмании и разрывные дислокации на севере территории характеризуют период тектонической нестабильности, завершившийся в среднем девоне. За это время в Западной Тасмании аккумулировалась толща песков и галечниковых песков мощностью 800 м, сменившаяся выше по разрезу чередованием песчаников и алевролитов с прослоями водорослевых и коралловых известняков. Они содержат в основном брахиоподы и трилобиты, хотя встречаются и граптолиты раннелландоверского, венлокского и раннелудловского возраста. Эти шельфовые отложения переходят на северо-востоке и востоке в турбидиты геосинклинальных осадков мощностью по меньшей мере 1800 м. Органические остатки представлены в них только раннедевонскими граптолитами. В юго-западной части Тасмании в раннем девоне сформировался бассейн, где аккумулировались мелководные конгломераты, песчаники, алевролиты и водорослевые известняки общей мощностью 640 м.

На протяжении девонского орогенеза (табл. 2) имели место две основные фазы. С первой связано образование линейных складок, ориентированных параллельно границам геоантиклинали. В течение второй сформировалась более спокойная складчатость субмеридионального (север-северо-западного) простирания, впоследствии нару-

---

* Самородный сплав, содержащий 25—40% осмия и 50—60% иридия. Часто встречается с платиной. — *Прим. пер.*

* Осадочная порода, состоящая из гетерогенных обломков разных размеров, первоначально отложившихся в аллювиальном конусе выноса и впоследствии сцементированных. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 2

Сводная стратиграфическая характеристика Тасмании

Период, эпоха	Типы пород	Мощность, м	Органические ископаемые	Магматическая деятельность	Тектонические элементы	Промышленные месторождения	Примечание
Четвертичный	Аллювий, дюнные и пляжевые отложения и т. д.				Нормальные сбросы		
Голоцен					Нормальные сбросы	Россыпное олово, золото, осмирид	Оледенение (не менее двух стадий)
Плейстоцен	Отложения пляжей, сформированные при высоком уровне океана, озерно-болотные отложения, аллювий террас, погребенные дюны, тиллиты, ритмиты		*Euryzygoma, Thylacoleo, Acacia*		Незначительное воздымание		
Третичный				Базальты	Незначительное воздымание	Бокситы (мелкие залежи)	Теплый влажный климат. Несогласие
Плиоцен							
Миоцен и верхний олигоцен	Мшанковые калькарениты	80	*Tribliolepidina, Wynyardia*				
	Аллювиальные отложения, отложения болот и маршей	~100	Кониферовая и широколистная дикотиледоновая флора			Россыпное олово	
Палеоген	Аллювиальные (русловые) и болотные отложения	~300	Кониферовая и широколистная дикотиледоновая флора	Базальты			Теплый влажный климат
	Угловое несогласие				Трещины растяжения		
Мел							
Верхний мел (и палеоген)	Латериты и бокситы	~10				Бокситы (небольшие залежи)	Теплый влажный климат
Средний мел	Сиениты			Дайки и штоки сиенитов		Золото (мелкие месторождения)	К—Ar-возраст — 95 млн. лет
Нижний (?) мел				Аппинитовые интрузии и вулканиты			
Средняя юра	Долериты			Силлы, дайки	Трещины растяжения		К—Ar-возраст — 165 млн. лет
Триас	Угли, лититовые аренниты, аргиллиты, кварцевые песчаники и алевролиты	1000	*Cladophlebis, Dicroudium, Phoenicopsis, Pahypteris* (цикадофилы), *Blinasaurus* (рептилии)	Андезитовые туфы (?)	Слабое прогибание	Уголь, кирпичные глины	Влажный холодный (?) климат, муссонный климат

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 2

Период, эпоха	Типы пород	Мощность, м	Органические ископаемые	Магматическая деятельность	Тектонические элементы	Промышленные месторождения	Примечание
	Соотношения триаса и перми—от согласного до слабого углового несогласия				Незначительные изгибы слоев		
Пермь	Алевролиты галечные, конгломераты, тиллиты, известняки, угли, битуминозные сланцы	800	*Taeniothaerus, Martiniopsis, Wyndhamia, Stenopora, Euridesma, Glossopteris, Tasmanites*	Слои вулканического пепла, метабентониты	Слабое прогибание с осложняющими обширными малоамплитудными воздыманиями	Полупромышленные залежи углей, битуминозные сланцы, известняки	Два крупных цикла мелководно-морского и континентального осадконакопления; циклотемы, влияние оледенений от позднего карбона до поздней перми
Верхний карбон	Тиллиты, ритмиты	>600	«*Rhacopteris*», Tasmanadia				
Нижний карбон—верхний девон	Стратиграфическое или угловое несогласие, граниты			Батолиты, штоки, пластовые интрузии, дайки		Месторождения золота, олова, вольфрама, меди и полиметаллические	К—Ar-возраст гранитов уменьшается в западном направлении от 365 до 340 млн. лет
Средний девон	Отложения карстовых пустот		*Radiospora*				Посторогенный комплекс
	Угловое несогласие				Позднедевонская слабая складчатость		
Нижний девон—нижний силур	Алевролиты, песчаники, редкие прослои известняков	~1500	*Martinophyllum, Squameofavosites, Australocoelia, Pleurodictium, Notoconchidium, Monograptus aequabile* и sp., *Cyrtograptus, Rostricellula*				Отложения представлены в основном переслаиванием песчаников и алевролитов; осадки шельфа к востоку сменяются осадками континентального склона
	Несогласие (?)						

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 2

Период, эпоха	Типы пород	Мощность, м	Органические ископаемые	Магматическая деятельность	Тектонические элементы	Промышленные месторождения	Примечание
Ордовик — верхний кембрий	Известняки, алевролиты, песчаники, конгломераты	~2000	*Ningkianolithus, Palaeophyllum, Tetradium, Foerstephyllum, Lichenaria, Maclurites, Manchurocetas, Asaphopsis, Carolinites, Didymograptus, Clonograptus, Proceratopyge*		Локальные дизъюнктивные дислокации в раннем ордовике и позднем кембрии	Известняки Погребенные россыпи с концентрациями осмирида	Несогласие (?) Кембрийские морские алевролиты, переходящие в песчаники и перекрываемые фангломератами; выше по разрезу они сменяются нижнеордовикскими морскими песчаниками и алевролитами и средне-верхнеордовикскими ракушечными известняками. В ордовике шельфовые осадки к востоку переходят в отложения континентального склона («эвгеосинклинального» комплекса)
Верхний и средний кембрий	Алевролиты, лититовые вакки и конгломераты, сланцы, редкие прослои известняков, кислые, средние и основные вулканиты (в том числе игнимбриты), ультраосновные породы, серпентиниты, редко граниты		*Glyptagnostus, Ptychagnostus, Lejopyge, Centropleura, Nereа, губки, дендроиды*	Гранитные штоки, комплексы ультраосновных пород, пластовые интрузии, силлы, дайки, лавовые потоки (в том числе подушечные лавы), пепловые слои, кератофировые и спилитовые породы	Небольшие пликативные и дизъюнктивные дислокации	Месторождения медных и свинцово-цинковых руд	
Нижний кембрий и докембрий	Диамиктиты, кварциты, аспидные сланцы, доломиты	3000		Дайки и силлы основных пород	Складчатость Складчатость и метаморфизм		К—Ar-возраст оледенения (?) — 700 млн. лет
	Кварциты, филлиты, кристаллические сланцы (в том числе гранатсодержащие), эклогиты, амфиболиты, доломиты	≫6000		Амфиболитовые покровы, эклогитовые массивы		Месторождения магнетита	

шенная взбросами и сдвигами. Ордовикские—раннедевонские геосинклинальные пояса Северо-Восточной Тасмании в результате были превращены в антиклинории и синклинории, в то время как в западной—центральной части острова породы от кембрийского до раннедевонского возраста испытали в основном разрывные дислокации вследствие сжатия, направленного с востока и северо-востока.

Вслед за орогенезом в течение позднего девона—раннего карбона внедрились щелочные и известково-щелочные плутонические интрузии вдоль границ между крупными антиклинориями и синклинориями. Среди интрузий часты многофазовые, сложенные адамеллитами и сопровождающиеся основными породами разного состава.

В северной части Тасмании после завершения складчатости развилось карстообразование, вследствие чего в позднем девоне сформировались карстовые отложения, не смятые в складки.

Пермь. Девонский орогенез сменился длительным перерывом в осадконакоплении. В течение позднего карбона огромный ледник, двигаясь в восточном направлении, покрыл всю территорию Тасмании. При последующем отступлении ледника был сформирован мыс горы Крэдл, а также полуостров на восточном побережье Тасмании, отделенный заливом, усеянным мелкими островками. В этом заливе в раннесакмарский век отлагались пиритсодержащие карбонатные алевролиты с прослоями битуминозных сланцев и глендонитов *; отмечается также присутствие принесенных айсбергами эрратических валунов. Размер зерен осадков возрастает вверх по разрезу, а также по направлению с запада на восток.

Эта толща перекрывается фаунистически хорошо охарактеризованными алевролитами и известняками, где обнаружены мшанки и многочисленные *Eurydesma*. На известняках залегают менее богатые окаменелостями алевролиты, отлагавшиеся на мелководье, по-видимому в условиях пониженной солености. В начале артинского века на прибрежной равнине Северо-Западной Тасмании с тыльной стороны выдвигающихся дельт накапливались хорошо сортированные пески, алевриты и угли. В них обнаружены обильные растительные остатки родов *Glossopteris*, *Gangamopteris* и *Noeggerathiopsis*. Эта прибрежная равнина кратковременно затоплялась морем, вследствие чего в Центральной и Южной Тасмании образовался залив, протянувшийся в субмеридиональном (север-северо-западном) направлении.

Позднее, на протяжении артинского века, морская трансгрессия распространилась в глубь Тасмании, захватив области равнин и нагорий; в результате сформировалась фаунистически охарактеризованная толща алевролитов и известняков, содержащая принесенные ледниками эрратические валуны. Среди обильных ископаемых остатков наиболее характерны продуктиды (брахиоподы) и мшанки, но в известняках представлены также многочисленные криноиды; присутствуют отдельные роды кораллов, например *Euryphyllum*. Всю перечисленную фауну с уверенностью можно отнести к западноавстралийскому типу.

В начале кунгурского века область нагорий выступила над поверхностью океана. За отложением песков и галечников последовало накопление илов, а при дальнейшем подъеме территории в конце кунгурского или в начале казанского века сформировалась толща алевролитов со скудными органическими остатками. В конце пермского периода, вероятно в татарском веке, западная и северо-восточная части Тасмании оказались приподнятыми и в поймах рек аккумулировались пресноводные пески, илы и угли, в которых были обнаружены *Glossopteris* и *Vertebraria*.

* Псевдоморфозы карбонатов (кальцита или сидерита) по глаубериту. — *Прим. пер.*

Мощность пермских пород Тасмании составляет не более 750 м. Они отлагались на нестабильном шельфе в условиях умеренного и холодного климата. В настоящее время пермские отложения смяты в пологие купола и депрессии, простирание которых несогласно с простиранием основной геосинклинали, погружающейся в юг-юго-восточном направлении.

Мезозой. Триас. Триасовые породы в основном согласно залегают на пермских (отмечаются лишь локальные несогласия) и представлены неморскими фациями (кварцевые песчаники, алевролиты, гранулированные конгломераты) общей мощностью до 122 м; характерна косая слоистость. В них обнаружены скелеты позвоночных, главным образом земноводных наряду со скелетами некоторых птиц и рептилий, а также многочисленные флористические остатки, в том числе хвощей *Dicroidium* и *Cladophlebis*. Эти породы перекрыты лититовыми аренитами с примесью хлорита, полевых шпатов и обломками вулканических пород, а также пермских аргиллитов. Лититовые арениты встречаются совместно с окаменелыми известковыми глинами и углями; местами породы содержат примесь туфогенного материала. В этот период произрастали печеночные мхи, папоротники, в том числе семенные, цикадофиты и другие растения, свидетельствующие о накоплении осадков рэтского яруса в условиях прохладного влажного климата.

В настоящее время триасовые породы слагают основную синклиналь, погружающуюся в юг-юго-восточном направлении.

Юра. В начале средней юры толща допермских пород была интрудирована толеитовыми кварцевыми долеритами в виде трубок и даек, причем общий объем интрузивных пород достигал 8000 км^3. В то же время в пермских и триасовых породах они образовали пластовые интрузии, штоки и дайки долеритов суммарной мощностью до 400 м. В комплексе с долеритами отмечены также гранофировые и пегматитовые дифференциаты.

Массив щелочных сиенитов, осложненный системой радиальных даек, прорвал юрские долериты и пермские осадочные породы Юго-Восточной Тасмании. К этому штоку, возраст которого по радиологическим данным составляет 100 млн. лет, приурочены небольшие золоторудные месторождения.

Кайнозой. Третичный период. В позднем мезозое или в раннетретичную эпоху нормальные сбросы субмеридионального север-северо-западного простирания образовали систему горстов и грабенов. В течение палеогена в пределах грабенов аккумулировались осадки озерных, речных и болотных фаций — илы, пески, глины, гравийники и лигниты. Мощность этих континентальных отложений достигает 275 м; они характеризуют асимметричный цикл седиментации, отражающий, по-видимому, периодические поднятия областей питания осадков по разломам. В этих отложениях встречены обильные флористические остатки, фрагменты сосен, деревьев с широкими тонкими листьями, а также цикадофиты, грибы, папоротники, казуарины, банксии и другие растения. В неморских отложениях неогена найдены остатки эвкалиптов и акаций. К этим же отложениям приурочены погребенные аллювиальные россыпи олова, обнаруженные в Северо-Восточной Тасмании под покровами базальтов. В верхней части третичного разреза и в кровле неогенового встречаются бокситы.

У края Бассова пролива и вдоль западного побережья Тасмании, почти до самой бухты Маккуори, отлагались морские калькарениты в период морской трансгрессии, начавшейся в позднем олигоцене, достигшей максимума в среднем эоцене, а затем сменившейся регрессией. Повторное вторжение моря на о. Флиндерс произошло в позднем плиоцене. Морские отложения, мощность которых составляет всего лишь несколько десятков метров, содержат остатки многочисленных беспозвоночных наряду с китами,

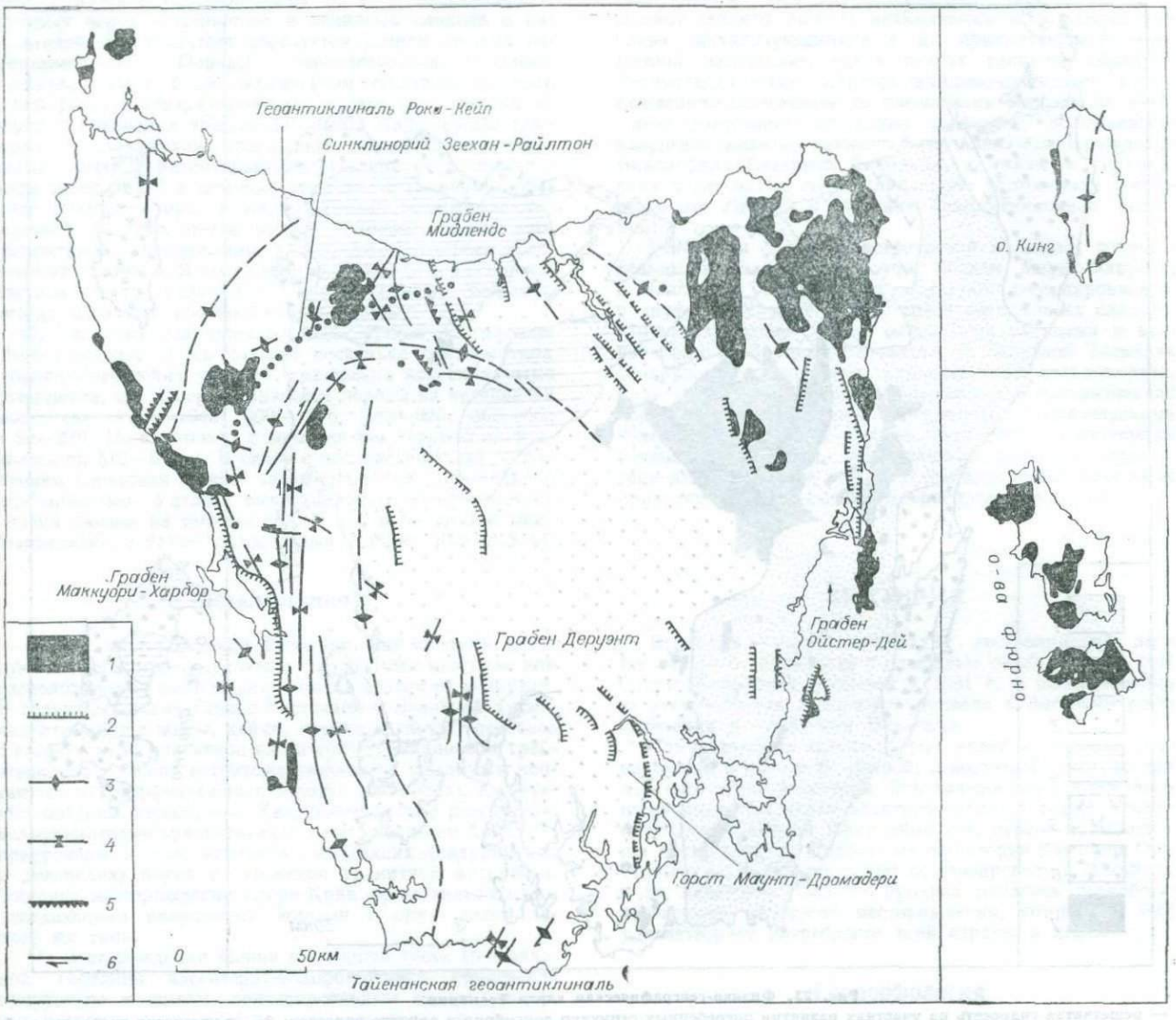


Рис. 22. Схематическая тектоническая карта Тасмании.

1 — граниты; *2* — нормальные сбросы; *3* — антиклинальные структуры; *4* — синклинальные структуры; *5* — взбросы; *6* — сдвиги

акулами и скелетом животного, сходного с опоссумом, самым ранним представителем сумчатых, обнаруженном в этом районе.

Как насыщенные, так и бедные оливином базальты, изливавшиеся из кратеров вулканов, приуроченных к пересечениям зон разломов, заполнили древние долины, образовав вулканические толщи мощностью до 400 м. Местами лавовые потоки пересекли водоразделы и излились в пределах смежных долин, в результате чего возникли обширные лавовые покровы. Эти долины были врезаны как в континентальные нижнетретичные породы, так и в морские отложения олигоцен-миоценового возраста. В рассматриваемом районе удалось обнаружить допозднеолигоценовые базальты, однако большинство базальтов моложе эоценового возраста.

Четвертичный период. Как в позднетретичную эпоху, так и в четвертичный период в Тасмании имели место разрывные дислокации. И в наши дни здесь отмечаются тектонические подвижки. В течение четвертичного периода в поймах рек происходило прерывистое накопление аллювиального материала; на побережьях аккумулировались эоловые осадки, а в некоторых речных долинах и на отдельных участках нагорий формировались ледниковые отложения. В некоторых аллювиальных отложениях были обнаружены россыпи золота, олова и осмирида.

Установлено, что в позднем плейстоцене имела место одна фаза оледенения, охватившего значительную площадь. Были также получены некоторые данные о наличии более ранней стадии оледенения. В период основной, позднеплейстоценовой, фазы ледник покрывал всю Центральную Тасманию, спускаясь по направлению к северу, западу и югу по долинам в виде отдельных языков. В Юго-Западной Тасмании были развиты горные ледники альпийского типа, а в некоторых местах южной и центральной ее частей отмечались долинные ледники. Скорее всего, рассматриваемое оледенение Тасмании соответствует висконсинскому веку Северной Америки.

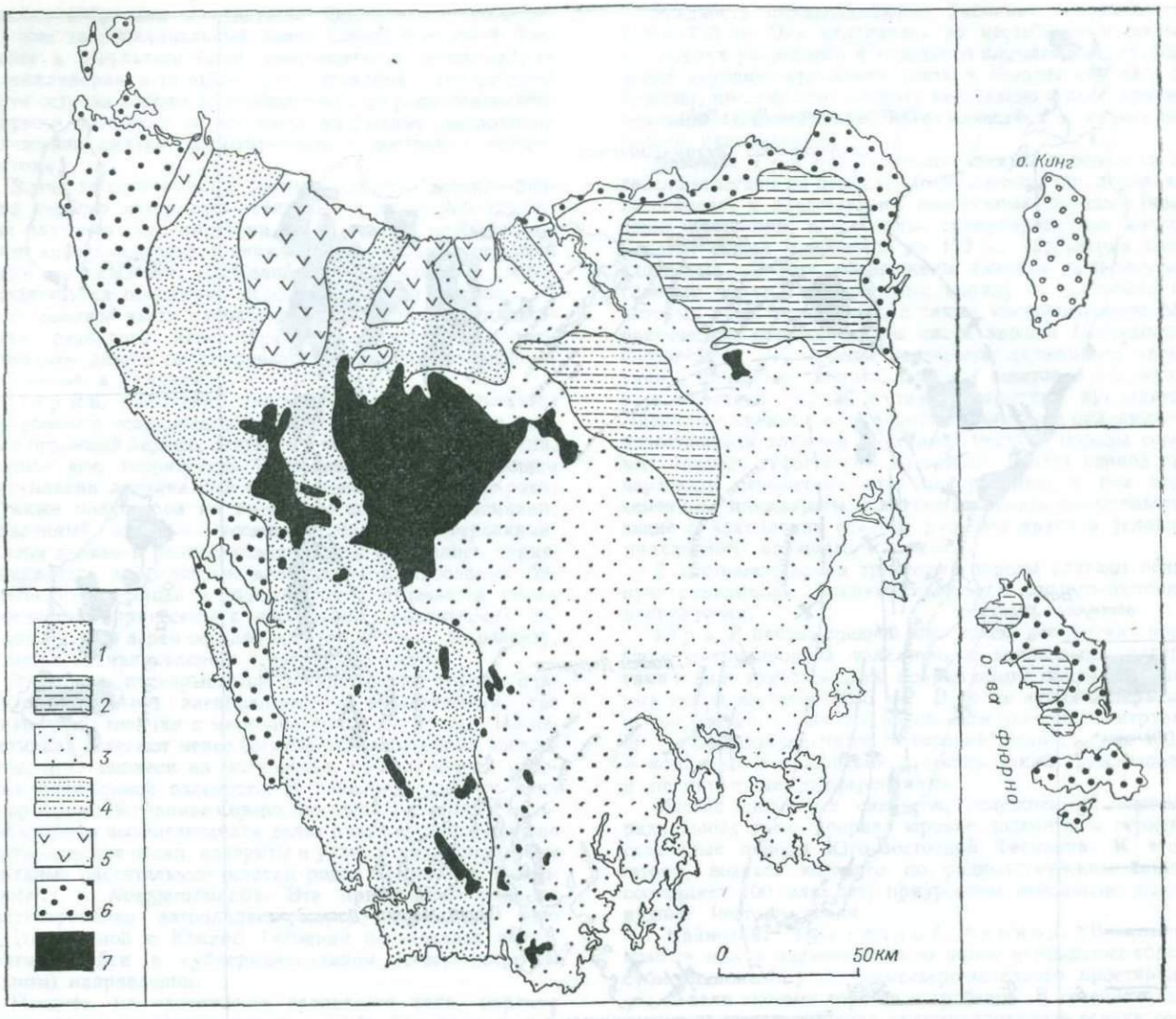


Рис. 23. Физико-географическая карта Тасмании.

1 — решетчатая гидросеть на участках развития погребенных структур докембрия и раннего палеозоя; *2* — решетчатая гидросеть в области развития погребенных слоев Матинна и гранитных интрузий; *3* — прямоугольная гидросеть на участках обнажающихся долеритовых плато, островных гор и т. д.; *4* — третичные аккумулятивные равнины с останцами базальтовых покровов; *5* — базальтовые покровы и лавовые потоки; *6* — прибрежные равнины и низменности на палеозойских отложениях с маломощным чехлом кайнозойских осадков; *7* — районы развития плейстоценового оледенения.

Колебания уровня океана в плейстоцене обусловили образование волноприбойных ниш, береговых клифов, поднятых пляжей, абразионных террас и затопленных речных долин. Фауна этого периода была представлена некоторыми крупными вымершими сумчатыми, такими как нототерии и дипротодоны, переселившимися на Тасманию, по-видимому, во время низкого стояния уровня океана, когда поднятие Басса представляло собой континентальный мост.

Основные элементы тектоники и геоморфологии

Складчатые допермские породы развиты не только в геоантиклиналях, таких как Тайенанская, Роки-Кейп и Асбестос-Рейндж, в пределах которых обнажается докембрийский фундамент, но также и в синклинориях, разделяющих геоантиклинальные области. Эти допермские породы перекрываются пологоскладчатыми пермо-триасовыми отложениями, слагающими крупную синклиналь, погружающуюся в юг-юго-западном направлении, к крыльям которой примыкают купола или погруженные антиклинали в северо-восточной и северо-западной частях Тасмании. Антиклинорий Хеемскирк северо-западного простирания, протягивающийся вдоль западного побережья Тасмании, испытал поднятие во время девонского орогенеза. Антиклинории и синклинории погружаются под пермо-триасовые отложения Северо-Восточной Тасмании. Синклинали пермского и триасового возраста нарушены разломами, образующими ряд крупных грабенов (рис. 22).

В пределах о. Тасмания представлены в основном два типа морфоструктур (рис. 23). Складчатые породы допермского возраста образуют хребты, протягивающиеся согласно простиранию складок и сложенные устойчивыми к выветриванию кварцитами и конгломератами; долины

водных потоков ориентированы по простиранию менее прочных пород — глинистых и аспидных сланцев и известняков. В результате образуется речная система решетчатого типа. Породы Северо-Восточной Тасмании характеризуются более однородным составом, поэтому в ней развита дендритовая речная сеть, практически не контролирующаяся трещиноватостью. Нарушенные глыбовыми дислокациями, прорванные долеритовыми интрузиями, почти горизонтально залегающие осадочные породы центральной и юго-восточной части Тасмании образуют столовые горы и платообразные возвышенности, вершины которых почти всегда увенчаны столбчатыми долеритами, окаймленными, как правило, осыпями долеритовых обломков. В этих районах речная сеть в основном контролируется разломами. Второстепенные водотоки иногда образуют прямоугольную систему.

О. Тасмания находится на юной стадии орографического развития. Здесь развито несколько одновысотных геоморфологических уровней, срезающих как складчатые допермские, так и пермо-триасовые породы на интервалах высот (м): 1190—1340, 900—1070, 730—820, 360—460 и 90—270. По-видимому, с миоцена эта территория поднялась на 610—670 м. В связи с послеледниковым погружением береговая линия характеризуется значительной изрезанностью. Удалось выявить следы более высокого уровня океана на высотах 20, 15 и 6 м (последнее межледниковье), а также голоценовый уровень (0,8—1,8 м).

Металлогения

Рудные месторождения Тасмании, как правило, датируются девоном и приурочены к гранитным массивам или расположены во вмещающих породах вблизи от интрузий. В гранитных телах Северо-Восточной и Западной Тасмании отмечаются жилы, дайки, трубки и гнезда грейзенов с касситеритом или кварц-касситерит-турмалиновых грейзенов. На о. Кинг встречены включения шеелита в контактово-метаморфизованных породах (мраморах), датируемых поздним докембрием. Кварцевые жилы с касситерит-вольфрамитовым оруденением на месторождении Аберфойл приурочены к зоне контакта вмещающих (силурийских и девонских) пород с девонской гранитной интрузией. Соседнее месторождение Стори-Крик представлено пологопадающими кварцевыми жилами с оруденением такого же типа.

На месторождении Мойна в северной части Центральной Тасмании касситерит-вольфрамитовое оруденение приурочено к жилам, ориентированным вдоль трещин, зон разломов и плоскостей напластования песчаников, а также обнаружено в скарнированных известняках вблизи гранитной интрузии. В месторождениях Маунт-Бишоф и Ренисон-Белл (Западная Тасмания) касситерит в ассоциации с пиритом и пирротином образует рудные жилы, пластовые залежи и метасоматические тела в складчатых доломитах, песчаниках и сланцах, прорванных дайками кварцевых порфиров. На крупном месторождении Маунт-Кливленд пирит-пирротиновые руды с касситеритом залегают в виде метасоматических линзовидных залежей в кристаллических сланцах и туфах кембрийского возраста.

Полиметаллическое месторождение Зеехан представлено галенит-сфалеритовым оруденением в трещинных жилах, ориентированных согласно простиранию разломов, секущих породы от докембрийского до девонского возраста. В районе месторождения Маунт-Бишоф серебро-свинцово-цинковая минерализация обнаружена в жилах, приуроченных к зоне дробления, и в дайке порфиров вблизи Магнета. На месторождении Раун-Маунтин (Северная Тасмания) серебро-свинцово-цинковые руды залегают в виде седловидных жил среди ордовикских песчаников.

Гранитные массивы Ренисон-Белл, Маунт-Бишоф и Долкот (вблизи Мойна) окаймляются месторождениями олова, локализующимися в их приконтактовой зоне. Второй, «внешний», ореол вокруг гранитов образуют полиметаллические (серебро-свинцово-цинковые) месторождения, залегающие во вмещающих породах на некотором расстоянии от самих интрузий. Золотоносные кварцевые жилы обнаружены в песчаниках месторождения Биконсфилд Северной Тасмании, а также в силурийских и девонских геосинклинальных отложениях (месторождения Лефрой и Матинна Северо-Восточной Тасмании).

Галенит и сфалерит встречаются в жилах, секущих сланцы и кембрийские туфы вблизи Маунт-Фаррела; в Западной Тасмании они образуют дислоцированную рудную линзу, залегающую среди серицитовых сланцев, перекрытых темно-серыми глинистыми сланцами и вулканитами кембрийского возраста. В Западной Тасмании обнаружена рассеянная вкрапленность халькопирита, пирита и борнита в метаморфизованных вулканических породах кембрия, вблизи их контакта с ордовикскими конгломератами. Эти рудные тела либо сингенетичны вмещающим породам, либо являются ранне-постседиментационными. Кроме того, устанавливаются некоторые признаки более позднего перераспределения руд.

М. Р. Бэнкс

ВИКТОРИЯ

Виктория — самый маленький австралийский штат (не считая о. Тасмания) с площадью около 130 тыс. км². Открытие золотых россыпей в 1851 г. и последовавшая за этим «золотая лихорадка» привели к быстрому росту населения и экономики Виктории.

Самые мощные залежи бурых углей на земном шаре находятся в долине р. Латроб, в восточной части австралийского штата Виктория. Эти залежи служат основным источником получения электроэнергии, а также топлива (угольные брикеты). Природный газ, первое промышленное месторождение которого на территории Виктории было открыто в 1965 г., поступает по газопроводу в Мельбурн, а на акватории Бассова пролива началась разработка гигантского нефтяного месторождения, которое на 60% удовлетворяет потребности всей страны в нефти.

Геоморфология

Особенности геологического и геоморфологического строения штата Виктория определяются развитием на его территории сложной геосинклинальной области (Тасманской геосинклинали), протянувшейся к востоку от Западно-Австралийского штата. Ширина геосинклинали составляет сотни километров, длина превышает 4000 км; в ее строении принимают участие отложения с возрастным диапазоном от кембрия до мезозоя. Складчатые и испытавшие поднятие осадочные породы Тасманской геосинклинали слагают Большой Водораздельный хребет Восточной Австралии. Позднемезозойская и кайнозойская тектоническая деятельность дважды достигала максимума, во-первых, в раннетретичную эпоху (эпоха Бассова пролива) и, во-вторых, в плиоцене—плейстоцене (эпоха Косцюшко). Эти основные этапы тектонической активности ассоциируют с формированием так называемых «древних базальтов» и «молодых базальтов» соответственно.

Большой Водораздельный хребет представляет собой в плане длинную широкую дугу, протягивающуюся вдоль восточного побережья Австралии, которая в пределах Виктории поворачивает на запад, образуя нагорья, ориентированные более или менее параллельно прол.

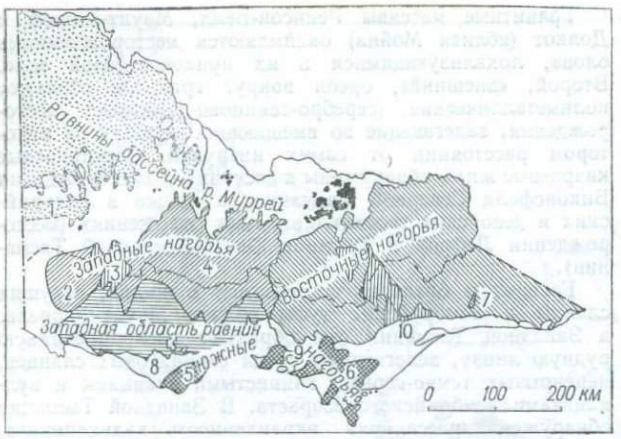


Рис. 24. Геоморфологическая карта Виктории [Hills E. S., 1940].
1 — Малая пустыня; *2* — нагорье Дандас; *3* — горы Грампианс; *4* — горы Мидленде; *5* — хр. Отуэй; *6* — нагорья Южного Гипсленда; *7* — Большой Водораздельный хребет; *8* — прибрежные равнины; *9—10* — равнины: *9* — Восточного Гипсленда, *10* — Западного Гипсленда.

Басса. Самая высокая вершина этого хребта — гора Косцюшко с абсолютной отметкой около 2200 м.

В геоморфологическом отношении рассматриваемая территория подразделяется на четыре основные области (рис. 24): 1) область Северных равнин (бассейна р. Муррей), включающая долины самой крупной в Австралии р. Муррей и ее притоков; 2) Большой Водораздельный хребет, который в пределах Виктории может быть подразделен на Западные и Восточные нагорья; 3) область Южных равнин, включающая базальтовые равнины Западной Виктории (с примыкающими прибрежными равнинами) и равнины Гипсленда; 4) область Южных нагорий, к которой относятся хр. Отуэй и нагорья Южного Гипсленда, представляющие собой горсты, сложенные континентальными породами нижнего мела.

Область Северных равнин. Эта область характеризуется наиболее сухим климатом. Изогиета в северо-западной ее части составляет всего лишь 250 мм/год, в то время как изогиета, проходящая вблизи Большого Водораздельного хребта, достигает 500 мм/год. В результате в местных почвах отмечается значительное содержание карбонатов, гипсов и солей. Такой почвенный состав при скудном выпадении атмосферных осадков обусловливает дефицит пресной воды. Значительная часть этой территории снабжается водой за счет р. Муррей (вода перекачивается насосами).

Рассматриваемая область характеризуется в основном плоским рельефом, на фоне которого возвышаются только гряды эоловых отложений позднеплейстоценового возраста, вытянутые в общем широтном направлении. Климатические циклы в течение четвертичного периода отличались колебаниями влажности как в бо́льшую, так и в меньшую сторону по сравнению с современным климатом. Дюны сложены песками или парной *. Многие песчаные дюны полностью состоят из голоценового материала, в то время как ядра других сложены красными уплотненными песками более древнего (плейстоценового) возраста. Парна в небольшом количестве переносится ветрами каждое лето; в прошлом она переносилась в значительно большем объеме. Для дюн, сложенных парной, в пределах Западной Виктории был установлен позднеплейстоценовый возраст. Возможно, что более древние дюны сходного состава, существовавшие в более ранние климатические периоды, исчезли в результате увеличения зеркала воды озер в условиях сравнительно влажного климата, а также под воздействием линейной эрозии.

В юго-восточной части этой геоморфологической области много гранитных холмов, но на большей части ее площади развит мощный кайнозойский осадочный чехол, который на западе подстилается мезозойскими породами. В бассейне р. Муррей представлены третичные морские осадки, сменяющиеся по направлению на восток осадками неморского происхождения. Тектонические движения в четвертичный период проявлялись очень слабо, однако северо-западная часть территории испытывала медленное погружение.

Большой Водораздельный хребет. Этот горный пояс сложен отложениями палеозойского возраста и интрузивными породами. Осадочные породы в основном морского происхождения, хотя среди них присутствуют также некоторые континентальные отложения девона и карбона; довольно важное место в разрезе занимают пермские тиллиты. На ряде плато сохранились базальты раннетретичного возраста с маломощными прослоями речных и озерных осадков. Высота хребта над уровнем океана достигает 1800 м, причем плоские возвышенности с отметками, превышающими 1400 м, известны под названием «нагорных равнин». К ним относятся плато Монаро, Нанйонг и Боу-Боу, нагорья Богонг и Дарго, плоскогорье Веллингтон, а также межгорная равнина Беннисон. Перечисленные возвышенности представляют собой останцы раннетретичной поверхности выравнивания. Существенным компонентом этих морфоструктур являются покровы кислых лав девонского возраста, устойчивые к эрозии.

Количество годовых осадков, выпадающих в пределах Большого Водораздельного хребта, колеблется от 750 до 1500 мм, что обусловливает выщелачивание карбонатов из почвенного слоя и повышение кислотности почв. Зимой наиболее возвышенные части хребта покрыты снегом.

Область Южных равнин. Эти равнины окаймляют с юга Большой Водораздельный хребет и характеризуются относительно низким рельефом. Количество выпадающих годовых осадков составляет обычно 600—750 мм. Западная равнина (площадью 23,4 тыс. км²) представляет собой третий в мире по размерам базальтовый покров. На большей части поверхности этих платобазальтов, пепловых покровов и шлаковых конусов образовался плодородный почвенный слой. Некоторые среднеголоценовые туфы, например в округе Тауэр-Хилл, дали почвы, отличающиеся исключительно высоким плодородием. Восточнее расположены обширные песчаные равнины, а также территория, представленная поверхностью выравнивания Тимбун, сложенной латеритизированными породами (раннеплиоценового возраста).

Пески, развитые на этих равнинах, подстилаются широко распространенными третичными морскими осадками, перекрывающими меловые отложения. Самая западная часть штата Виктория является частью депрессии Маунт-Гамбир (захватывающей также юго-восточные районы Южной Австралии), где кайнозойские отложения, залегающие на мезозойской толще, достигают мощности 550 м. Этот осадочный бассейн может иметь большое промышленное значение, поскольку в его пределах установлено наличие грунтовых вод и нефти.

В Восточной Виктории (Гипсленде) расположен бассейн сходного типа, сложенный мезозойскими и кайнозойскими осадками со значительными запасами нефти и газа. Имеется еще один перспективный бассейн меньших размеров (Порт-Филлип—Уэстерн-Порт), расположенный в центральной части южного побережья штата.

Область Южных нагорий. Между тремя бассейнами, приуроченными к южному побережью штата, обнаружены два горста. Первый из них — Отуэй — находится к за-

* Парна — местный термин, используемый для обозначения эоловых глин (буквально «пыльный и песчаный грунт»). — *Прим. пер.*

паду от Мельбурна; второй, расположенный восточнее Мельбурна, морфологически представлен нагорьем Южного Гипсленда. Обе структуры сложены нижнемеловыми аркозами и алевролитами неморского происхождения с пластами жирных каменных углей, резко отличающихся как от нижнетретичных углей долины Латроб, так и от залегающих в других местах. Добыча каменных углей ведется шахтным способом.

Превышение горстов над уровнем океана составляет не более 600 м, и все же на столь незначительной высоте выпадает в год 75—1500 мм дождевых осадков, приносимых господствующими на этой территории юго-западными ветрами.

Стратиграфия

В пределах Виктории не обнаружены породы докембрийского возраста. Кристаллические сланцы, широко распространенные на этой территории, представляют собой метаморфизованные породы кембрия и силура. Морские отложения кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возраста образуют осадочную толщу общего меридионального простирания. Состав ее варьирует в широких пределах от консолидированных осадков, смятых в открытые складки, до хиастолитовых сланцев.

Палеозой. К е м б р и й. Самая древняя дислоцированная вулканическая серия Центральной Виктории (общей мощностью в несколько тысяч метров) сложена лавами, туфами и агломератами с прослоями кремнистых сланцев. Породы метаморфизованы до зеленокаменной стадии. Это тот самый «диабазовый комплекс», о котором писали первые исследователи геологии штата. С точки зрения тектоники плит формирование его связано с образованием островной дуги в кембрийский период [Oversby B., 1971]. «Диабазовый комплекс» перекрыт алевролитами и песчаниками с прослоями вулканических пеплов; местами здесь содержится обильная фауна довольно хорошей сохранности. Это главным образом трилобиты и гидроидные полипы. Вблизи Фосфат-Хилл, в районе Менсфилда, развита несколько необычная фация, сложенная темными сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками наряду с фосфоритами бурого цвета. В этих породах обнаружено много брахиопод и других ископаемых форм позднекембрийского возраста.

О р д о в и к. В Центральной Виктории развита серия аспидных сланцев и песчаников мощностью около 4900 м

ТАБЛИЦА 3

Схема корреляции ордовикских отложений штата Виктория, по Д. Брауну с соавторами [Brown D. A. e. a., 1968]

Ярусы (Европа)	Зоны	Граптолиты (Австралия)	Ярусы по австралийскому делению (Виктория)	Литостратиграфические горизонты (Тасмания)
Ашгильский	15	*Dicellograptus complanatus*	Болиндиан	
	14			
	13	*Pleurograptus* sp.		
Карадокский	12	*Dicranograptus hians*	Естониан	
	11	*Climacograptus wilsoni*		
Лландейльский	10	*Climacograptus peltifer*	Гисборниан	
	9	*Nemagraptus gracilis*		
	8	*Gliptograptus teretiusculus*		
Лланвирнский	7	*Diplograptus decoratus*	Дэрривилиан	Известняки
	6	*Diplograptus intersitus*		
Аренигский	5	*Diplograptus austrodentatus*	Джепениан	Гордон
		Cardiograptus		
		Oncograptus		
	4	*Isograptus caduceus* var. *maximus*	Кэстелмэниан	
		Isograptus caduceus var. *victoriae*		
		Isograptus caduceus var. *lunatus*		
		Didymograptus balticus	Чаутониан	
		Didymograptus protobifidus		
		Didymograptus protobifidus		
		Tetragraptus fruticosus		——?——?——
		Tetragraptus fruticosus, 3-br	Бендигониан	Аргиллиты Флорентин-Ривер
		T. fruticosus, 3-br + 4-br		
		T. fruticosus, 4-br		
		T. fruticosus, *T. approximatus*		——?——?——
	3	*T. approximatus*	Лэнчфилдиан	Песчаники
Тремадокский		*Adelograptus*, *Dictionema*		——?——?——
	2	*Staurograptus*, *Dictionema*		Конгломераты Тим-Щи

ТАБЛИЦА 4

Стратиграфия силурийских отложений штата Виктория, по Д. Брауну с соавторами [Brown D. A. e. a., 1968]

Ярусы (Европа)	Австралийские подразделения					
	Трог Мельбурн (Виктория)				Западная Тасмания	
	Хиткот	Мельбурн	Валхалла—Эйлдон			
Лудловский	Базальная формация Мак-Айвор		Группа Джордан-Ривер	Безымянная формация	Группа Элдон	Песчаники Аустрал-Крик
	Формация Даргил	—?—?— Мельбурниан				—?—?— Кварциты Кил
Венлокский	Формация Уипентайк	—?—?—				—?—?—
	Иллаенусовый прослой	—?—?—		Песчаники Селма		—?—?— Сланцы Эмбир
Лландоверийский	Формация Костерфилд	Кейлорian	?	—?—?—		Кварциты Кротти
	—?—?—		Слои Маунт-Юзфул			

с очень интересными граптолитами, существовавшими на протяжении всего ордовика (табл. 3). В мире известно очень немного мест, где наблюдается такая же четкая последовательность граптолитов. Хотя обитавшие здесь граптолиты являются «антиподами» по отношению к классической граптолитовой серии, описанной в Европе, они демонстрируют ту же самую последовательность, но более полно. В составе толщи преобладают тонкозернистые осадочные породы, причем большинство их метаморфизовано до аспидных сланцев. В песчаниках часто наблюдается градационная слоистость, позволяющая получить представление об условиях их формирования в Тасманской геосинклинали. Ордовикские породы, залегающие в пределах антиклинориев и синклинориев, обычно смяты в пережатые складки.

В отличие от описанной выше толщи крупнозернистые песчаники Риддел верхнего ордовика представлены ракушечной фацией, развитой вместо обычной граптолитовой. В толще отмечаются разломы меридионального простирания; благодаря быстрой эволюции граптолитов можно точно установить возраст этих разрывных нарушений. Как правило, они представлены крутопадающими взбросами с зеркалами скольжения.

В пределах трога Мельбурн породы ордовика согласно или с небольшим угловым несогласием перекрываются силурийскими. Это свидетельствует о том, что, хотя эпиордовикские орогенические движения (бенамбранский орогенез) отсутствовали в ряде районов, их воздействие в значительной мере сказалось на геологическом строении той части Восточной Виктории, где ранее была расположена островная дуга.

С и л у р. Отложения силурийского возраста, как и ордовикские, представлены морскими фациями, которые полностью отсутствуют в Западной Виктории. Они наиболее полно развиты в центральных районах штата, хотя их выходы отмечаются и в восточной части рассматриваемой территории (табл. 4). Силурийский разрез сложен в основном алевролитами и песчаниками с довольно редкими прослоями конгломератов. Как и в ордовике, известняки практически отсутствуют, в отличие от девонского периода (см. ниже). В Центральной Виктории нижнесилурийские породы развиты к западу от Мельбурна, вблизи Кейлора (*первое местонахождение австралийских граптолитов*); они представлены в основном алевролитами, причем обильная граптолитовая фауна отмечается лишь в некоторых горизонтах. Разрез верхнего силура в районе Мельбурна представлен чередованием алевролитов и песчаников с фауной граптолитов и брахиопод. Бóльшая часть пород этой толщи смята в пологие складки, однако на некоторых участках обнаружены зоны интенсивного смятия пород. Они, как правило, интрудированы тонкими жилами молочно-белого кварца, иногда золотоносного. При изучении разреза в округе Аппер-Ярра, к востоку от Уорбертона, все еще не удалось уточнить, какая именно часть толщи может быть датирована силуром и какая имеет девонский возраст. Это объясняется отсутствием органических остатков и фациальной изменчивостью пород. Здесь встречены алевролиты, относящиеся, по-видимому, к пелагической фации, и граувакки, образовавшиеся, очевидно, в результате подводных оползней. Совместное присутствие пород столь различных генетических типов — явление крайне странное. В граувакках найдены обломки раковин мелких брахиопод, беспорядочная ориентировка которых позволяет предположить, что это турбидитовые отложения. Схема палеогеографического развития региона с точки зрения тектоники плит показана на рис. 25.

Некоторые горизонты силурийских отложений богаты ископаемыми формами, в том числе брахиоподами, пелециподами, гастроподами, цефалоподами, трилобитами, кораллами, морскими звездами, карпоидами, меростомами, граптолитами и др. Интересно отметить наличие в этих *породах сухопутных растений, хотя считается, что их* классическое местонахождение — девонские отложения. В районах Сеймур и Йиа обнаружены залегающие один на другом горизонты с наземными растениями, возраст которых варьирует от силурийского до девонского.

Д е в о н. Отложения значительной мощности, которые вначале отнесли к силуру, теперь датируются девонским возрастом, поскольку подошва лудловского костеносного слоя, развитого в Великобритании, принята за основание нижнего девона. Эти отложения представлены в основном слоями алевролитов и песчаников, однако известняки играют заметную роль в разрезе, что очень важно для реконструкции палеогеографической обстановки в этом регионе.

Если в Центральной Виктории в это время была развита миогеосинклиналь, то в восточной части Гипсленда существовала эвгеосинклиналь, где широко представлены изверженные породы — порфиры Сноуи-Ривер (рис. 26). Этот геосинклинальный пояс в начале девонского или в конце силурийского периода испытал воздействие боунингского орогенеза, но в большей степени он был деформирован табераббéранскими орогеническими движениями в течение среднего девона.

Отложения нижнего девона развиты в округе Лилидейл к востоку от Мельбурна и в пределах синклинория Валхалла (Восточная Виктория) вдоль линии Валхалла—Вудс — Пойнт—Эйлдон. Вблизи Бачана и Биндо в Восточной Виктории присутствуют среднедевонские отложения в ассоциации с вулканитами Сноуи-Ривер. Известняки в этом районе отличаются литологической и фациальной изменчивостью. Фаунистически они детально охарактери-

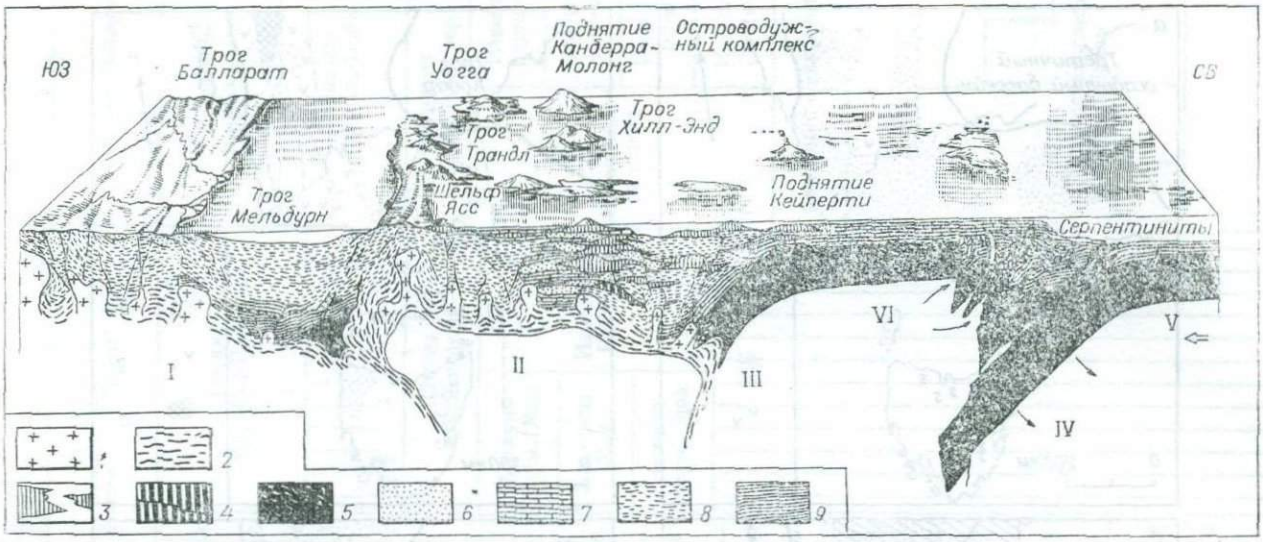


Рис. 25. Палеогеографическая схема развития Юго-Восточной Австралии в ордовике, силуре и девоне. Упрощенная блок-диаграмма, по Г. Пекхэму [Packham G. H., 1960].

1 — кислые интрузии; *2* — мигматиты; *3* — кислые — средние вулканиты; *4* — основные вулканиты; *5* — океанические подушечные лавы; *6* — пески; *7* — карбонатные породы; *8* — граувакковая свита; *9* — лютиты и сланцы.
I — кембрийская островная дуга, развивающаяся на докембрийском желобе, неактивном в настоящее время; *II* — мобильное ядро; *III* — неактивный кембрийский желоб; *IV* — мантия; *V* — океаническая кора; *VI* — метаморфические глаукофановые сланцы.

зованы; например, известняки Лилидейла представляют собой кораллово-строматопороидовый биостром, в то время как некоторые известняки района Бачан являются, в сущности, уплотненными известковыми илами, содержащими брахиоподы.

К девонским породам приурочены некоторые из самых богатых местонахождений окаменелостей в пределах штата Виктория. В Лилидейле имеются слои с обильной фауной брахиопод, а в местонахождении Кинглейк обнаружены пласты, где присутствуют массовые скопления морских лилий и морских звезд и, кроме того, встречаются карпоиды, морские пузыри и другие более редкие ископаемые формы. В других местах представлены комплексы брахиопод и трилобитов. Каменоломня Найнтин-Майл в округе Аппер-Ярра у дороги Вудс-Пойнт — это классическое местонахождение ископаемых растений в штате Виктория, где богато представлена древняя флора, в том числе *Baragwanathia*, *Jarravia* и др. Считается, что граптолиты, которых ранее обнаруживали вместе с этими растениями, относятся к виду *Monograptus praehercynicus* и имеют раннедевонский возраст.

Морская седиментация девонского периода завершилась табераббранским орогенезом — весьма важным этапом истории развития Тасманской геосинклинали. В разное время в течение раннего и среднего девона отмечены перерывы в осадконакоплении. Складкообразование началось в конце среднего девона и охватило поздний девон. Таким образом, оно проходило одновременно с акадской фазой складчатости восточной части Северной Америки. С этими тектоническими движениями связано внедрение гранитов и других интрузивных пород.

Неморские верхнедевонские и каменноугольные осадки значительной мощности аккумулировались (без перерыва) на обширной площади. Эти отложения ассоциируют с широко распространенными в рассматриваемом районе кислыми вулканическими толщами, часто довольно мощными. Характерной особенностью вулканизма является формирование классических кольцевых даек и кальдер оседания. Благодаря обнаружению позднедевонских ископаемых рыб удалось датировать возраст нижней части вулканогенной серии.

К а р б о н. Уже упоминавшиеся неморские осадочные породы позднедевонского и каменноугольного возраста имеют довольно значительную протяженность на территории Восточной Виктории и в горах Грампианс Западной Виктории. В последних обнаружены дельтовые отложения и следы морской трансгрессии, о чем свидетельствует присутствие брахиоподы *Lingula borungensis* наряду с остракодами, следами ползания червей и остатками ископаемых рыб. Мощность грампианской группы составляет около 6000 м, причем граниты и порфиры среднекарбонового возраста интрудируют эти породы.

П е р м ь. В округе Баккес-Марш Центральной Виктории представлена толща пермских осадков мощностью более 600 м с присутствием тиллитов в ряде горизонтов разреза. Полагают, что алевролиты и песчаники этой толщи ледникового происхождения. В них обнаружены остатки гангамоптерисов, каламитов и споры. На всей территории штата встречаются небольшие разрозненные останцы пермских пород, свидетельствующие о том, как широко были когда-то развиты эти отложения.

Мезозой. Вблизи Баккес-Марша на пермских породах несогласно залегают континентальные, флористически охарактеризованные отложения раннетриасового возраста. Наверное, там присутствуют также неморские породы юры, однако бóльшая часть осадочных слоев Южных нагорий, которым ранее приписывался юрский возраст, в настоящее время датируется ранним мелом. Среди мезозойских пород много слоев, богатых остатками растений, а в Кунуара имеются горизонты, где в изобилии представлены лептолепиды и другие рыбы, насекомые, жаброногие раки (конхостраки) и растительные остатки. Кроме того, были обнаружены остатки королевского краба (*Victalimulus*). Морские отложения позднемелового возраста известны по данным глубоких скважин Западной Виктории. Это первый случай нахождения морских осадочных пород моложе раннего карбона в пределах штата Виктория.

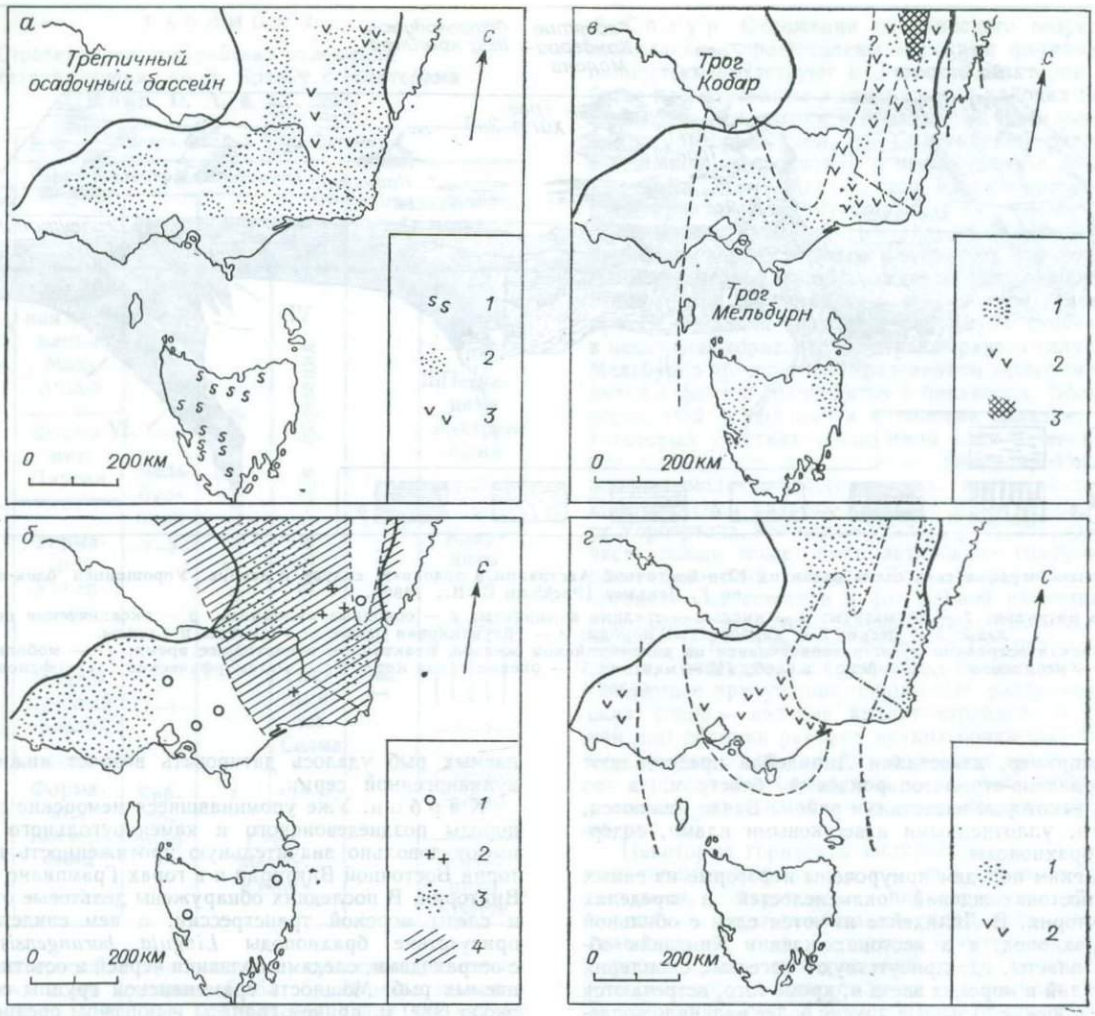


Рис. 26. Гипотетическая реконструкция развития Тасманской геосинклинали в среднем палеозое [Oversby B., 1971].

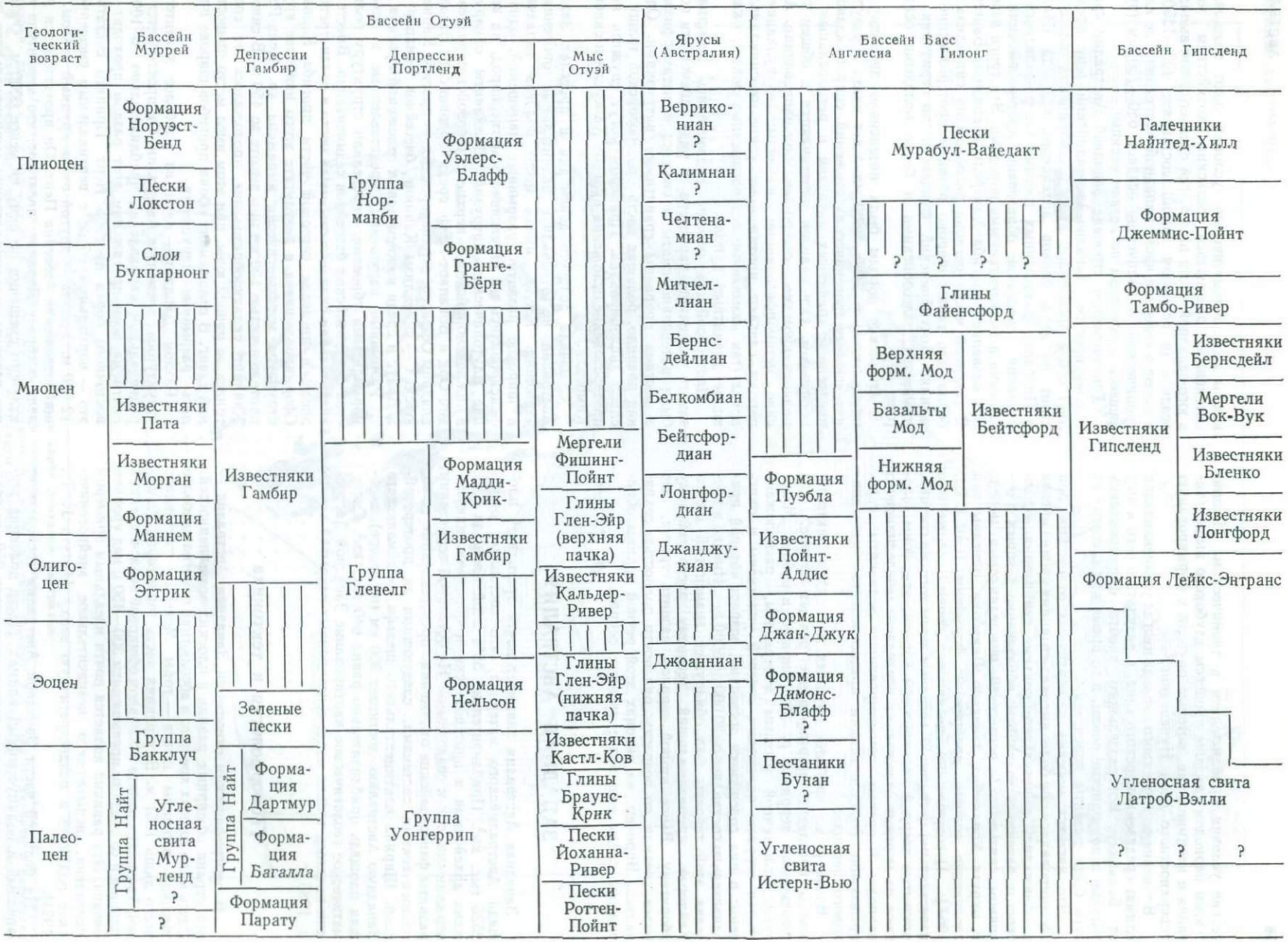
а — ордовикские фации (*1* — ископаемые окаменелости, *2* — граптолитовые фации с кварцсодержащими аренитами, *3* — вулканические породы); *б* — соотношения силурийских и девонских отложений (*1* — согласное залегание, *2* — несогласное залегание, *3* — нижнедевонские породы неизученные, *4* — орогенический пояс Боунинг); *в* — ранне- и среднедевонское осадконакопление (*1* — морские осадки, *2* — вулканиты, *3* — трог Хилл-Энд); *г* — позднедевонское осадконакопление (*1* — кварциты, *2* — вулканиты).

Кайнозой. Третичный период. На территории штата обнаружены морские осадки всех подразделений третичного периода. Они представлены в области Южных равнин, а также залегают в пределах западной половины впадины Муррей. Центральная часть этой впадины прогнулась более чем на 500 м по четко выраженным линеаментам северо-западного и северо-восточного простирания [Hills E. S., 1956]. Орогеническая фаза Бассова пролива — это наиболее важный этап проявления тектонических движений, начавшихся в позднем мелу и раннетретичной эпохе. Образование толщи «древних базальтов» было связано именно с этими рифтообразующими и колебательными движениями земной коры. Они же обусловили формирование самого Бассова пролива. Морская трансгрессия захватила последний, а также территорию впадины Муррей, причем достигла кульминации в миоцене. Максимальное потепление климата тоже приурочено к миоцену. В дальнейшем палеотемпературы вновь понижаются вплоть до четвертичного периода, что установлено как по палеонтологическим данным, так и изотопным методом ($^{18}O/^{16}O$). Благодаря потеплению климата в миоцене, распространение представителей крокодиловых в южном направлении достигло штата Виктория. Общая мощность морских осадков миоценового возраста достигает 1500 м, эта толща представлена в депрессиях Маунт-Гамбир, Порт-Филлип и в бассейне Гипсленд. Неморские породы включают залежи бурых углей значительной протяженности, достигающих максимального развития в долине р. Латроб (Восточная Виктория), где суммарная мощность трех угольных пластов составляет 300 м. Как морские, так и континентальные отложения содержат горизонты с богатым содержанием органических остатков (табл. 5).

Четвертичный период. В позднем плиоцене и раннем плейстоцене имела место серия эпейрогенических движений — так называемая фаза Косцюшко, в результате которой произошел подъем Большого Австралийского хребта и Южных нагорий. Формирование толщи «молодых базальтов» (плиоцен—голоцен) было обусловлено вулканизмом, связанным с этой фазой. Между двумя орогеническими фазами отмечается период относительного тектонического покоя, в течение которого климати-

ТАБЛИЦА 5

Схема корреляции третичных отложений штата Виктория



ческие условия приближались к тропическим. Именно с этим периодом связаны процессы глубокого выщелачивания и каолинизации, которые привели к формированию поверхностного слоя Нунавадинг.

В течение четвертичного периода иногда устанавливался климат средиземноморского типа, в результате чего к югу от Большого Водораздельного хребта формировались зольные и подзолистые почвы, в то время как к северу от него были развиты красноземы.

Что касается морских четвертичных отложений, они сформировались при более высоких стояниях уровня океана и обнажались в результате подъема территории. Вдоль берегов развились эолианиты, сбразование которых в основном связывают с регрессией межледниковых морей. В округе Уорнамбул Западной Виктории описаны три следующие эоловые прибрежные формации [Gill E.D., 1967]: 1) современные подвижные дюны, сложенные известковыми песками; 2) песчаные дюны того же состава, покрытые твердой калькретовой коркой; эти дюны залегают на морских отложениях последнего межледникового периода; 3) прочно сцементированные эолианиты, перекрывающие морские осадки предпоследнего межледникового периода.

Вдоль русел наиболее крупных рек штата Виктория можно проследить формирование речных террас. Над современной террасой р. Мерибирнонг в районе Мельбурна, сложенной рыхлым материалом, расположена вторая терраса, отложения которой уплотнены и окислены; в них содержится древесина, возраст которой приблизительно составляет от 20 000 до 6000 лет. Именно в пределах этой террасы был обнаружен знаменитый «череп Кейлора», принадлежавший древнему австралийскому аборигену. Выше второй террасы развита третья, еще более древняя по возрасту; она почти полностью сохранилась. Впрочем, на склонах этой речной долины обнаружены следы еще более древних террас.

Э. Д. Гилл

ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ

Западная Австралия занимает почти треть всей площади Австралийского материка, что составляет около 2525 тыс. км². Приблизительно 55% этой площади сложено архейскими и протерозойскими породами, как изверженными, так и осадочными. На остальной территории развиты фанерозойские отложения, представленные всеми геологическими системами, следующими за протерозойской. Ширина континентального шельфа, окаймляющего Западную Австралию, достигает 300 км (на севере), а общая площадь приблизительно равна 640 тыс. км². Систематическое геологическое картирование Западной Австралии началось только после сенсационных открытий золота в 1885 г.

Геоморфология и тектоника

В орографическом отношении Западная Австралия — это страна обширных равнин и плоских возвышенностей. Здесь мало горных хребтов, а абсолютная отметка наиболее высокой вершины штата — горы Мехери — составляет всего лишь 1251 м. Внутренняя часть территории Западной Австралии занята в основном обширной нерасчлененной равниной со средним превышением 300—450 м над уровнем океана. Эта равнина является почти идеальным примером пенеплена, испытавшего незначительное эпейрогеническое поднятие в позднетретичную эпоху [Jutson J. T., 1934].

На большей части Западной Австралии господствует аридный и полупустынный климат. Почти половина территории характеризуется выпадением менее 250 мм осадков в год. Климатические условия дают возможность интенсивно заниматься сельским хозяйством только в юго-западной части штата, где среднегодовое выпадение осадков (в основном зимой) составляет 400—1250 мм, а также в северной части Западной Австралии, где климат тропический, а количество осадков 650—750 мм (приходящееся в основном на летние месяцы).

Тектоническое строение Западной Австралии сравнительно простое. Западно-Австралийский щит представляет собой древнейшее ядро докембрийских пород и состоит из двух блоков архейского возраста (Йилгарн и Пилбара), разделенных трогами северо-западного простирания, последние образованы протерозойскими осадочными и вулканогенными породами. Эти троги известны под названием прогиба Хамерсли и впадины Бангемалл. В северной части региона расположена синеклиза Кимберли, где также широко развиты протерозойские отложения. Докембрийский фундамент по периферии перекрывается палеозойскими и более молодыми осадками (рис. 27).

Архейские породы были интенсивно дислоцированы приблизительно 2400—2800 млн. лет назад в результате интенсивных орогенических движений, сопровождавшихся внедрением гранитных интрузий и региональным метаморфизмом. Оси складок простираются в общем субмеридиональном север-северо-западном направлении. Архейские метаморфизованные осадочные и вулканические породы слагают протяженные узкие геосинклинальные пояса (так называемые зеленокаменные пояса), окаймляющие гранитные купола.

Протерозойские породы подвергались деформациям самого различного характера. В ряде районов эти породы были интенсивно смяты в складки и метаморфизованы, а местами прорваны гранитными интрузиями. Однако, как правило, бо́льшая часть протерозойской толщи была слабо дислоцирована. Примером могут служить нижнепротерозойские отложения прогиба Хамерсли и синеклизы Кимберли.

С начала позднего докембрия в пределах Западной Австралии не отмечались значительные орогенические движения. Кое-где имели место пологая складчатость и широкое развитие разрывных нарушений, однако не фиксировались ни интенсивное смятие пород, ни внедрение плутонических интрузий. Вулканиты обнаружены в нижнекембрийском — верхнепротерозойском разрезе впадин Орд и Бонапарт-Галф среди ордовикских отложений впадины Оффисер, верхнепермских — прогиба Карнарвон, юрских — синеклизы Каннинг, бассейнов Бонапарт-Галф и Браус и среди нижнемеловых отложений прогиба Перт.

Разрывные нарушения, представленные в основном нормальными сбросами, определили структуру большинства фанерозойских бассейнов седиментации. Вместе с тем значительная складчатость имела место в позднетретичную эпоху в пределах северной части прогиба Карнарвон. Сформировавшаяся в результате этого наиболее крупная структура морфологически выражена хр. Кейп-Рейндж протяженностью 100 км при высоте до 450 м. В синеклизе Каннинг складкообразование продолжалось от среднего триаса до ранней юры, при этом имел место правосторонний сдвиг. В отложениях обоих прогибов широко проявились разрывные нарушения.

Разлом Дарлинг — один из наиболее значительных структурных элементов Австралии. Он простирается в меридиональном направлении приблизительно до 1000 км; почти на всем протяжении этот разлом проходит вдоль восточного борта прогиба Перт. Принято считать, что это — нормальный сброс с вертикальным смещением до 12 000 м. Уреллa — другой очень крупный разлом, секущий отложения бассейна Перт. Он протягивается параллельно сбросу Дарлинг; полагают, что амплитуда вертикального смещения по нему не менее 6000 м. Очевидно, что разломы, преимущественно меридионального прости-

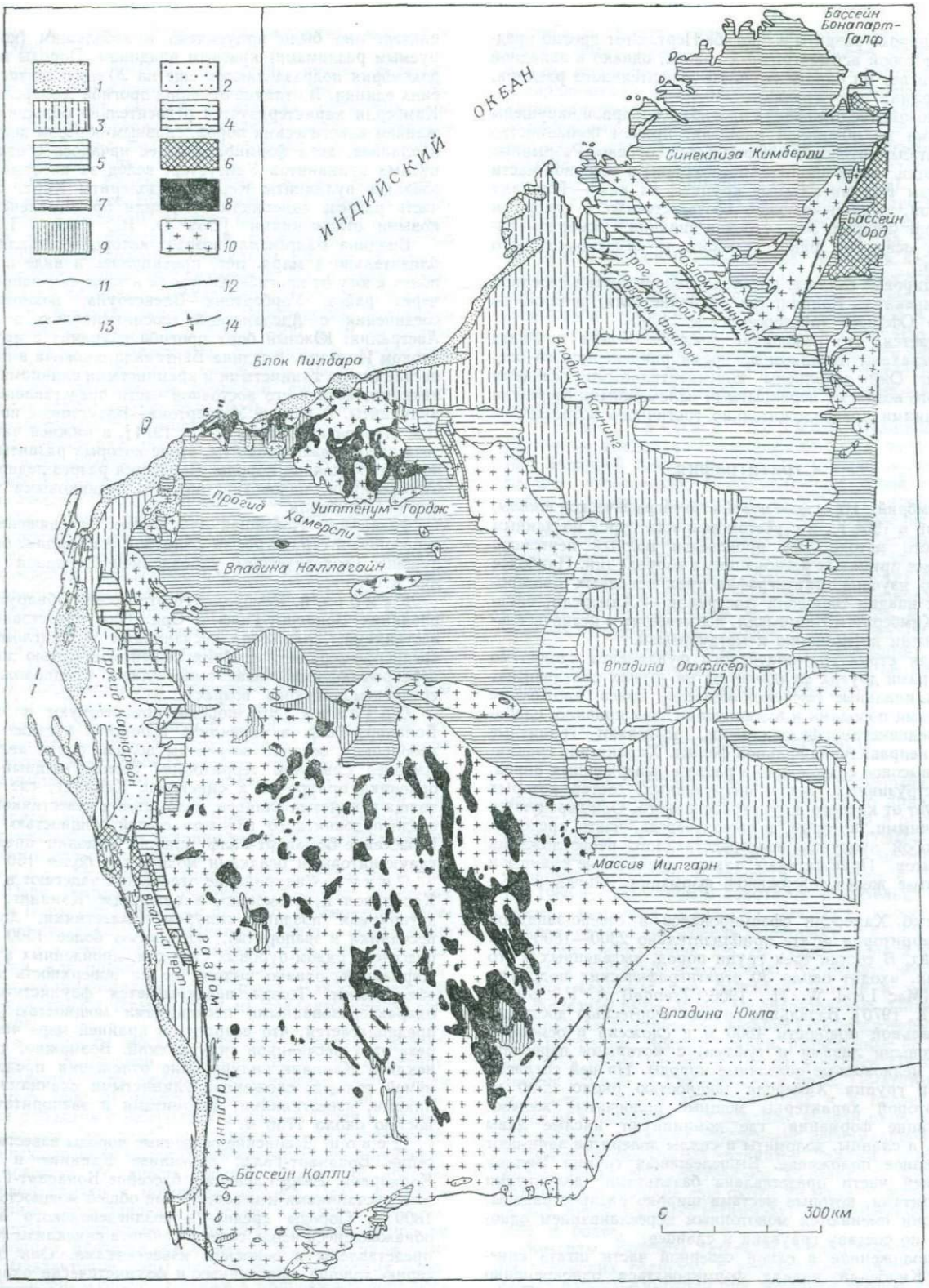


Рис. 27. Геологическая карта Западной Австралии.

1—2 — кайнозой: *1* — четвертичные отложения, *2* — третичные отложения; *3* — мезозой (мел—триас); *4—6* — палеозой: *4* — пермь, *5* — карбон—девон, *6* — силур—кембрий; *7* — протерозой (осадочные и вулканические породы); *8* — архей (вулканиты и метавулканиты); *9* — архей (осадочные и метаосадочные породы); *10* — граниты и гнейсы; *11* — геологические границы; *12* — разломы; *13* — разломы, *не фиксируемые на поверхности*; *14* — *антиклинали*.

рания, широко развиты в прогибе Перт. Этот прогиб представляет собой асимметричный грабен, однако в западной его части нет ни одного столь же значительного разлома, как Дарлинг или Урелла.

Палеозойские отложения прогиба Карнарвон нарушены разломами на обширной площади, причем большинство их может быть отнесено к нормальным сбросам. Разрывные дислокации также широко представлены в северной части синеклизы Каннинг. Самые крупные из них — Пиннакл и Фентон, ограничивающие соответственно с севера и с юга трог Фицрой. Эта глубокая впадина в основном заполнена осадками раннепермского и каменноугольного возраста.

Диапировые соляные интрузии обнаружены в северной части синеклизы Каннинг (силурийские соли), а также во впадине Оффисер (протерозойские соли).

Считается, что небольшие впадины Колли и Уилга были выпаханы ледником во время раннепермского оледенения. Они заполнены континентальными осадками пермского возраста, перекрытыми маломощными озерными отложениями предположительно третичного возраста.

Стратиграфия

Докембрий. На основе новой стратиграфической шкалы, принятой в 1964 г., и с учетом возраста пород по данным изотопного метода был произведен полный пересмотр всех ранее принятых региональных корреляций. Наиболее детально изучена стратиграфия трех основных протерозойских впадин Западной Австралии — Хамерсли, синеклизы Кимберли и Бангемалл, испытавших в незначительной степени деформацию и метаморфизм.

Общая структура архейского фундамента сходна со структурами других фундаментов на других континентах. Геосинклинальные («зеленокаменные») пояса, сложенные осадочными породами и вулканитами, как правило, слабо- или среднеметаморфизованными, разделяют гранитные купола неправильно-овальной формы. Характерно сравнительно высокое содержание в разрезе изверженных пород, как экструзивных, так и интрузивных, состав которых варьирует от кислого до ультраосновного. Они чередуются с осадочными, которые, в свою очередь, часто представляют собой продукты непосредственного переотложения вулканитов. Присутствуют также кремнистые сланцы и полосчатые железосодержащие формации [Glover J. E., 1971].

Прогиб Хамерсли сформировался в северо-западной части территории штата приблизительно 2300—1800 млн. лет назад. В состав трех групп пород, выделенных в его пределах, входит около 30 стратиграфических подразделений [Mac Leod W. H., 1966; Trendall A. F., Blockley J. G., 1970]. Базальная группа Фортескью достигает максимальной мощности 4600 м и сложена в основном базальтовыми лавами и туфами, с которыми переслаиваются мелководные осадочные породы. На ней согласно залегает группа Хамерсли мощностью около 2500 м, для которой характерны мощные полосчатые железосодержащие формации, где доминируют кислые лавы и туфы, а сланцы, доломиты и силлы долеритов занимают подчиненное положение. Вышележащая группа Уиллоу в нижней части представлена базальтами, доломитами и кварцитами, которые местами широко распространены. Выше они сменяются монотонным переслаиванием однородных по составу граувакк и сланцев.

Расположенная в самой северной части штата синеклиза Кимберли начала формироваться одновременно с завершением седиментации в прогибе Хамерсли. После сравнительно быстрой аккумуляции осадочно-вулканогенной толщи мощностью около 5000 м (в составе которой было формально выделено около 23 подразделений) осадконакопление до конца докембрия носило локальный характер: оно было приурочено к небольшим (контролируемым разломами) краевым впадинам. Породы верхнего докембрия подразделяются еще на 20 литостратиграфических единиц. В отличие от пород прогиба Хамерсли толща Кимберли характеризуется относительно бо́льшим содержанием кластических пород, главным образом песчаников и сланцев, хотя формирование ее началось с отложения кислых вулканитов Уайтуотер, вслед за которыми образовались вулканиты Карсон и долериты Харт. Верхняя часть разреза синеклизы Кимберли представлена ледниковыми отложениями [Dow D. B., Gemuts I., 1969].

Впадина Бангемалл, возраст которой составляет приблизительно 1 млрд. лет, протянулась в виде широкого пояса к югу от прогиба Хамерсли в западном направлении через район Уорбертона—Блекстоуна, возможно, до соединения с Аделаидской геосинклиналью в Южной Австралии. Южный борт прогиба граничит с архейским блоком Йилгарн. Впадина Бангемалл сложена в основном песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами и граувакками, хотя в его восточной части представлены также вулканиты. В районе Уорбертона—Блекстоуна, по данным Дж. Дэниелса [Daniels J. L., 1974], в нижней части разреза преобладают риолиты, выше которых развиты вулканогенно-осадочные породы. Венчается разрез ледниковыми отложениями, одновозрастными с ледниковыми отложениями Кимберли.

Фанерозой. Новейшая публикация, посвященная фанерозойской стратиграфии Западной Австралии, была выпущена Геологическим управлением Западной Австралии в 1975 г.

К е м б р и й. Кембрийские отложения обнаружены во впадинах Бонапарт-Галф и Орд. Они представлены известняками, сланцами, песчаниками и конгломератами среднего—верхнего кембрия общей мощностью до 900 м, перекрывающими базальтовые лавы предположительно среднекембрийского возраста.

О р д о в и к. Эти породы присутствуют во впадине Бонапарт-Галф, в синеклизе Каннинг, а также в виде небольшого останца встречены вблизи борта авлакогена Амадиес Северной территории. Самый мощный разрез ордовика приурочен к синеклизе Каннинг, где описана толща глинистых сланцев, доломитов и известняков раннесреднеордовикского возраста общей мощностью 1500 м. В бассейне Бонапарт-Галф нижний ордовик представлен глауконитовыми осадками мощностью более 150 м.

С и л у р. Силурийские отложения залегают в прогибе Карнарвон и, возможно, в синеклизе Каннинг. Толща, датируемая поздним силуром (известняки, доломиты, песчаники и эвапориты), мощностью более 1300 м была подсечена рядом буровых скважин, пройденных в прогибе Карнарвон, однако выходы ее на поверхность не были обнаружены. Толща перекрывается фаунистически не охарактеризованными песчаниками мощностью 3000 м; предполагается, что возраст по крайней мере части разреза этих песчаников силурийский. Возможно, что в синеклизе Каннинг силурийские отложения представлены немой толщей, сложенной глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, доломитами и эвапоритами мощностью около 1700 м.

Д е в о н. Девонские осадочные породы известны в бассейне Бонапарт-Галф, синеклизе Каннинг и прогибе Карнарвон. Разрез девона в бассейне Бонапарт-Галф сложен песчаниками и известняками общей мощностью около 1800 м. Породы средне- и позднедевонского возраста, обнажающиеся вдоль северного борта синеклизы Каннинг, представлены в основном известняками. Они образуют серию хорошо обнаженных и фаунистически охарактеризованных рифовых комплексов общей мощностью более 2000 м, в которых четко выделяются стратиграфические зоны на основании гониатитов, конодонтов и брахиопод. В других местах этого бассейна девонские породы представлены известняками, сланцами, доломитами, конгло-

мератами и красноцветными отложениями мощностью более 2000 м.

В прогибе Карнарвон девонский разрез включает известняки, содержащие обильные окаменелости, а также песчаники и конгломераты; суммарная мощность около 1600 м. Рифовые отложения девонского возраста развиты в прибрежной зоне, под более молодыми осадками континентального шельфа.

Карбон. Каменноугольные породы были обнаружены во впадине Бонапарт-Галф, синеклизе Каннинг и прогибе Карнарвон. Разрез бассейна Бонапарт-Галф сложен толщей известняков и песчаников мощностью более 2000 м. Отложения синеклизы Каннинг представлены переслаиванием приблизительно 300 м известняков, песчаников и сланцев раннекарбонового возраста, а также нижне- и верхнекарбоновыми песчаниками, сланцами и алевролитами мощностью более 1500 м. В синеклизе Каннинг развиты известняки, доломиты и алевролиты раннекарбонового возраста мощностью около 900 м.

Пермь. Отложения пермской системы Западной Австралии характеризуются наибольшей мощностью и распространенностью по сравнению с одновозрастными породами на территории других штатов.

Они наблюдаются в бассейнах Бонапарт-Галф, Браус, синеклизе Каннинг, прогибах Карнарвон, Перт, впадинах Колли, Уилга и Оффисер, причем в каждом из них базальные слои, соответствующие по возрасту сакмарскому ярусу, представлены ледниковыми отложениями. Перекрывающие их осадки почти исключительно морского происхождения в пределах синеклизы Каннинг и прогиба Карнарвон; в северной части прогиба Перт отмечаются как морские, так и континентальные осадочные породы; в южной части прогиба Перт, а также в пределах впадин Колли и Уилга развиты только континентальные отложения. Наиболее мощные пермские разрезы (около 4500 м) представлены в синеклизе Каннинг и прогибе Карнарвон. После периода, характеризовавшегося накоплением осадков с обильной фауной, в том числе кораллов, вновь наступило похолодание, и в отложениях наблюдаются эрратические валуны, принесенные льдами.

Промышленные залежи пермских углей Западной Австралии обнаружены только во впадине Колли, где их возраст варьирует от ранне- до позднепермского. В континентальных отложениях перми обнаружены обильные флористические остатки.

Триас. Отложения триаса распространены в прогибах Перт, Карнарвон, синеклизе Каннинг, впадинах Браус и Бонапарт-Галф. Как правило, в основании триасовой толщи залегают глинистые сланцы, образующие нижнюю, а в некоторых бассейнах и среднюю часть разреза. Они, как правило, перекрываются песчаными осадками средне-позднетриасового возраста. Наиболее мощные отложения триаса (свыше 2500 м) локализованы в прогибе Перт.

Юра. Породы юрского возраста развиты в депрессиях Перт, Карнарвон, Каннинг, Браус и Бонапарт-Галф. Бо́льшая часть юрской толщи прогиба Перт (общей мощностью 3600 м) представлена терригенными кластическими породами с небольшой примесью углей в нижней части разреза. Эта толща континентального происхождения, за исключением маломощной морской формации байосского возраста. Мощность юрских отложений прогиба Карнарвон близка к мощности прогиба Перт, но здесь в основном представлены морские глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. В других впадинах толща не столь мощная, причем в основном они морского происхождения. Базальтовые лавы присутствуют в юрских отложениях бассейна Браус, а также в прибрежной зоне бассейна Бонапарт-Галф. Предполагается, что вулканические лейцит-лампрофировые некки и потоки в северной части синеклизы Каннинг также юрского возраста.

Мел. Меловые осадки развиты в бассейнах Бонапарт-Галф, Браус, синеклизе Каннинг, прогибах Карнарвон, Перт, впадинах Юкла и Оффисер. Как правило, они представлены чередованием морских континентальных и паралических песчаников, глинистых сланцев и алевролитов раннемелового возраста и морскими верхнемеловыми отложениями (карбонатные породы, зеленые пески, известковые мергели с подчиненными алевролитами). Самая мощная толща мелового возраста приурочена к прибрежной зоне прогиба Карнарвон (около 2000 м).

Третичный период. Морские третичные отложения Западной Австралии наблюдаются во всех осадочных бассейнах, расположенных как на побережье, так и в прибрежной зоне океана. Бо́льшая часть толщи этого возраста сложена известняками с прослоями сланцев и более редкими песчаников. Самые мощные (>3000 м) накопления третичных осадков установлены в бассейне Браус, расположенном в прибрежной зоне. Что касается осадков, развитых на побережье, то наиболее широко они распространены в синеклизе Юкла, где третичные известняки выстилают поверхность обширной безлесной равнины Налларбор.

Четвертичный период. Маломощные четвертичные отложения покрывают бо́льшую часть территории Западной Австралии. Особый интерес вызывают «береговые известняки», представляющие собой плейстоценовые эолианиты мощностью до 300 м, содержащие тонкие прослои морских осадков. Эти отложения развиты в ряде районов на побережье Западной Австралии, особенно к югу от Южного тропика. Считают, что они могут служить надежным индикатором эвстатических колебаний уровня океана в течение четвертичного периода. По параллельной ориентировке гряд эолианитов и прослоев морских осадков можно судить о последовательных смещениях береговой линии, а абразионные террасы, врезанные в известняки, свидетельствуют об изменениях уровня океана в плейстоцене и голоцене.

Минеральные ресурсы

Западная Австралия очень богата полезными ископаемыми, среди которых вначале первое место принадлежало золоту. Первые его признаки обнаружили в округе Кимберли (1885 г.), за этим последовало (1892—1893 гг.) открытие значительно более богатых месторождений в округе Мерчисон, а также в Кулгарди и Калгурли. До 1966 г. было добыто золота на значительно бо́льшую сумму, чем всех остальных металлов вместе взятых. Вскоре, однако, положение изменилось, и в 1970 г. золото составило всего лишь 2% от общей годовой стоимости добытых полезных ископаемых. На первое место вышла добыча железных руд, бокситов, никеля и нефти.

Железные руды. Наиболее значительные запасы железных руд Австралийского материка сосредоточены в Западной Австралии. Месторождения, разведанные на протяжении 60-х годов нашего столетия в округе Пилбара, являются одними из крупнейших в мире. Гематитовые руды приурочены как к архейским, так и к протерозойским породам и залегают, как правило, вблизи от поверхности. Образование этих руд обусловлено десиликацией гематитсодержащих полосчатых кварцитов. Залежи с содержанием железа более 60% составляют 15 млрд. т. Кроме того, установлено наличие еще около 20 млрд. т железных руд (в том числе лимонит-гётитовых) с содержанием железа 50% и более.

Бокситы. Бокситы латеритного типа широко развиты на архейских гранитах в юго-западной части штата; на севере района Кимберли они образуют покров на поверхности протерозойских вулканитов. Запасы бокситов достигают 2 млрд. т.

Никель. Ряд крупных месторождений никеля обнаружен в округе Истерн-Голфилдс. Запасы сульфидных ни-

келевых руд месторождения Камбалда вблизи Калгурли составляют около 20 млн. т (со средним содержанием никеля 3,4%). Ведется разведка еще нескольких месторождений. Следует отметить, что известны крупные залежи бедных никелевых руд как сульфидных, так и латеритных, разработка которых в настоящее время еще нерентабельна. Никелевое оруденение генетически связано с ультраосновными интрузиями в породах архейского фундамента.

Нефть и газ. Начиная с 1964 г. на территории Западной Австралии было открыто несколько залежей нефти и газа. Нефтяное месторождение на о. Барроу в песчаниках мелового возраста эксплуатируется с 1967 г. Запасы нефти составляют приблизительно 25—30 млн. т. Газовое месторождение Донгара, приуроченное к песчаникам триасового и пермского возраста, связали газопроводом со столицей штата городом Перт в 1971 г. Запасы газа — около 150 млрд. м^3. Несколько более мелких газовых месторождений обнаружено в пределах прогиба Перт; их предполагают подключить к тому же газопроводу.

Наиболее крупные залежи природного газа открыты в 1971 г. на континентальном шельфе. Это месторождения Норт-Ранкен, Ранкен и Гудуайн (в триасовых отложениях) и Анджел (в юрских породах) прогиба Карнарвон; в рифовых известняках Скотт (триасового и юрского возраста) бассейна Браус. Запасы этих месторождений, по всей вероятности, составят несколько триллионов кубических метров газа.

Золото. Месторождения золота приурочены главным образом к вулканическим породам архейского возраста, метаморфизованным до стадии зеленых сланцев. Золотое оруденение локализуется в зонах контакта этих пород с гранитными интрузиями. Добыча золота достигла максимума в 1903 г., когда она составила 2 064 800 унций (64 215,3 кг). С этого времени добыча снижалась, так как месторождения постепенно истощаются; в 1971 г. количество добытого золота упало до 348 000 унций (10 822,8 кг).

Тяжелые минералы. Россыпи этих минералов разрабатываются в ряде участков побережья к югу от Перта. Они приурочены к современным пляжам, а также к плейстоценовым береговым пескам, переместившимся к настоящему времени на несколько километров в сторону суши и залегающим на различной высоте относительно уровня океана. Минералы россыпей, присутствующие в промышленных концентрациях, — это ильменит, рутил, лейкоксен, циркон и монацит.

Значительные запасы рутилоносных песков были обнаружены в 1971 г. вблизи Энибба, в 250 км к северу от Перта. Это месторождение приурочено к раннеплейстоценовой или позднетретичной береговой линии.

Уголь. Единственное промышленное месторождение угля находится в пределах бассейна Колли. Угли пермского возраста, низкосортные, некоксующиеся. Запасы этих углей составляют около 270 млн. т; в настоящее время годовая добыча превышает 1 млн. т.

Соль. Самосадочная соль добывается во многих районах Западной Австралии, главным образом в зал. Шарк, в Порт-Хедленде, Дампир-Даунсе и вблизи Карнарвона. В северо-западной части штата прекрасные климатические условия для формирования залежей самосадочной соли. Промышленное производство этого продукта тормозится только недостатком рынков сбыта.

Прочие полезные ископаемые. В Западной Австралии добываются также в некоторых количествах марганец, олово, медь, свинец, цинк, танталит, колумбит, берилл, гипс, стекольный песок, известняк, полевой шпат, тальк и барит.

Ф. Э. Плейфорд

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Brown, D. A., Campbell, K. S. W., Crook, K. A. W., 1968. The Geological Evolution of Australia and New Zealand. Oxford: Pergamon, 409 p.

Crowell, J. C., Frakes, L. A., 1971. «Late Paleozoic glaciation of Australia», J. Geol. Soc. Austral., 17 (2), 115—155.

Dunn, P. R., Thomson, B. P., Rankama, K., 1971. «Late Pre-Cambrian glaciation in Australia as stratigraphic boundary», Nature, 231 (5304), 498—502.

Geological Society of Australia (Tectonic Map Committee), 1971. Tectonic Map of Australia and New Guinea. Sydney, 1 : 5 000 000.

Griffiths, J. R., 1971. «Continental margin tectonics and the evolution of southeast Australia», J. Austral. Petrol. Explor. Assoc., 11 (1), 75—79.

Noakes L. C., 1974. «Mineral resources of Australia», Search, 5 (1—2), 11—16.

Sinden, J. A., ed., 1972. The Natural Resources of Australia. Sydney: Angus & Robertson, 374 p.

Warren, R. G., 1972. «A commentary on the metallogenic map of Australia and Papua New Guinea», Austral. Bur. Mineral Resources Geol. Geophys. Bull., 145.

Новый Южный Уэльс

Ewart, A., Paterson, H. L., Smart, P. G., Stevens, N. C., 1971. «Binna Burra, Mount Warning», in: Geol. Excursions Handbook. Victoria: 43rd Congr. Geol. Soc. Austral., 63—78.

Packham, G. H., ed., 1969. «The geology of New South Wales», J. Geol. Soc. Austral., 16 (1), 656 p.

Packham, G. H., Leitch, E. C., 1974. «The role of plate tectonics in the interpretation of the Tasman Mobile Zone», Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 5.

Scheibner, E., 1972. «Structural map of New South Wales», Records Geol. Surv. N. S. W., 42.

Scheibner, E., 1973. «A plate tectonic model of the Paleozoic tectonic history of New South Wales», J. Geol. Soc. Austral., 20 (4), 405—426.

Stanton, R. L., 1972. «A preliminary account of chemical relationships between sulfide lode and banded iron formation at Broken Hill, New South Wales», Econ. Geol., 67, 1128—1145.

Strusz, D. L., 1971. Canberra, Australian Capital Territory and New South Wales (1 : 250 000 Geol. Ser. Sheet, SI/55—16). Canberra: Austral. Bur. Mineral Resources Geol. Geophys., 47 p.

Webby, B. D., 1972. «Devonian geological history of the Lachlan Geosyncline», J. Geol. Soc. Austral., 19 (1), 99—123.

Young, R. W., 1970. «A probable post-uplift age for the duricrust on the south coast of New South Wales», Search, 1 (4), 163—164.

Северная территория

Australian Bureau of Mineral Resources, 1970. Australian Mineral Industry Review. Canberra: Austral. Bur. Mineral Resources Geol. Geophys., 357 p.

Cooper, J. A., Wells, A. T., Nicholas, T., 1971. «Dating of glauconite from the Ngalia Basin, Northern Territory, Australia», J. Geol. Soc. Austral., 18 (2), 97—106.

Dunn, P. R., Plumb, K. A., Roberts, H. G., 1966. «A proposal for stratigraphis subdivision of the Australian Precambrian», J. Geol. Soc. Austral., 13 (2), 593—608.

Geological Society of Australia, 1971. Tectonic Map of Australia and New Guinea. Sydney.

Hays, J., 1967. «Land surfaces and laterites in the north of the Northern Territory», in: J. N. Jennings and J. A. Mab-

butt, eds., Landform Studies from Australia and New Guinea. Canberra: ANU Press, 182—210.

Smith, K. G., 1972. «Stratigraphy of the Georgina Basin», Austral. Bur. Miner. Resources Geol. Geophys. Bull., 111, 156 p.

Veevers, J. J., 1967. «Phanerozoic of Northern Austr lia», J. Geol. Soc. Austral., 14 (2), 253—271.

Veevers, J. J., 1971. «Shallow stratigraphy and structure of the Australian continental margin beneath the Timor Sea», Marine Geol., 11, 209—240.

Walpole B. P., Crohn, P. W., Dunn, P. R., Randal, M. A., 1968. «Geology of the Katherine-Darwin region, Northern Territory», Austral. Bur. Mineral Resources Geol. Geophys. Bull., 82, 304 p.

Wells, A. T., Forman, D. J., Ranford, L. C., Cook, P. J., 1970. «Geology of the Amadeus Basin, Central Australia», Austral. Bur. Mineral Resources Geol. Geophys. Bull., 100, 222 p.

Квинсленд

Black, L. P., Richards, J. R., 1972. «Isotopic composition and possible genesis of ore leads in northeastern Queensland, Australia», Econ. Geol., 67, 1168—1179.

Cook, P. J., 1972. «Petrology and geochemistry of the phosphate deposits of northwest Queensland, Austra ia», Econ. Geol., 67, 1193—1213.

Davis, A., ed., 1971. «Proceedings of the 2nd Bowen Basin Symposium held at Brisbane, 7th—9th O tober, 1970», Queensland Geol. Surv., Rept. 62, 610 p.

Gardner, J. V., 1970. «Submarine geology of the western Coral Sea», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 2599—2614.

Grubb, P. L. C., 1971. «Genesis of the Weipa bauxite deposits, N. W. Australia», Mineral Deposita (Berlin), 6 (4), 265—274.

Hill, D., Denmead, A. K., eds., 1960. «The geology of Queensland», J. Geol. Soc. Austral., 7, 1—474.

Marsden, M. A. H., 1972. «The Devonian history of northeastern Australia», J. Geol. Soc. Austral., 19 (1), 125—162.

Meyers, N. A., 1969. «Carpentaria Basin», Queensland Geol. Surv., Rept. 34, 36 p.

Power, P. E., 1967. «Geology and hydrocarbons, Denison Trough, Australia», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 51 (7), 1320—1345.

Южная Австралия

Daily, B., Gostin, V. A., Nelson, C. A., 1973. «Tectonic origin for an assumed glacial pavement of late Proterozoic age, South Australia», J. Geol. Soc. Austral., 20 (1), 75—78.

Dunn, P. R., Thomson, B. P., Rankama, K., 1971. «Late Precambrian glaciation in Australia as a stratigraphic boundary», Nature, 231 (5304), 498—502.

Harris, W. K., 1966. «New and redefined names in the South Australian Lower Tertiary stratigraphy», Quart. Geol. Notes, Geol. Surv. S. Austral., 20, 2.

Howchin W., 1918. The Geology of South Australia. Adelaide: Govt. Printer, 515 p. (2nd ed., 1929).

Jack, R. L., 1930. «Geological structure and other factors in relation to underground water supply in portions of South Australia», Bull. Geol. Surv. S. Austral., 14, 48 p.

Johnstone, M. N., Lowry, D. C., Quilty, P. G., 1973. «The geology of southwestern Australia — a review», J. Roy. Soc. W. Austral., 56 (1), 5—15.

King, D., 1956. «The Quaternary record at Lake Eyre North and the evolution of existing topographic forms», Trans. Roy. Soc. S. Austral., 79, 93—103.

Mulcahy, M. J., 1973. «Landforms and soils of southwestern Australia», J. Roy. Soc. W. Austral., 56 (1), 16—22.

O'Driscoll, E. P. D., 1960. «The hydrology of the Murray Basin Province in South Australia», Bull. Geol. Surv. S. Austral., 35, 148 p.

Parkin, C. W., ed., 1969. Handbook of South Australian Geology. Adelaide: Govt. Printer, 268 p.

Reyner, M. L., 1955. «The geology of the Peake and Denison region», Rept. Invest. Geol. Surv. S. Austral., 6, 23 p.

Sprigg, R. C., 1952. «The geology of the Southeast Province, South Australia, with special references to Quaternary coast-line migrations and modern beach developments», Bull. Geol. Surv. S. Austral., 29, 120 p.

Stewart, I. C. F., Mount, T. J., 1972. «Earthquake mechanisms in South Australia in relation to plate tectonics», J. Geol. Soc. Austral., 19 (1), 41—52.

Thomson, B. P., et al., 1964. «Precambrian rock groups in the Adelaide Geosyncline. A new subdivision», Quart. Geol. Notes, Geol. Surv. S. Austral., 9, 19 p.

Thomson, B. P., et al., 1970. «A review of the Precambrian and lower Palaeozoic tectonics of South Australia», Trans. Roy. Soc. S. Austral., 94, 193—221.

Wopfner, H., Douglas, J. G., eds., 1971. The Otway Basin of Southeastern Australia. Adelaide: Geol. Surv. S. Austral. and Victoria, 464 p.

Тасмания

Cleary, J. R., Simpson, D. W., 1971. «Seismotectonics of the Australian continent», Nature, 230 (5291), 239—241.

Griffiths, J. R., 1971b. «Reconstruction of the southwest Pacific margin of Gondwanaland», Nature, 234 (5326), 203—207.

McAndrew, J., ed., 1965. «Geology of Australian ore deposits», Publ. 8th Commonwealth Mining Met. Congr., 547 p.

Solomon, M., Griffiths, J. R., 1972. «Tectonic evolution of the Tasman orogenic zone, eastern Australia», Nature Phys. Sci., 237 (70), 3—6.

Sutherland, F. L., 1971. «The question of late Cainozoic uplifts in Tasmania», Search, 2 (11—12), 430—431.

Sutherland, F. L., Green, D. C., Wyatt, B. W., 1973. «Age of the Great Lake Basalts, Tasmania, in relation to Australian Cainozoic volcanism», J. Geol. Soc. Austral., 20 (1), 85—94.

Виктория

Aziz-ur-Rahman, 1971. «Paleomagnetic secular variation for recent normal and reversed epochs, from the Newer Volcanics of Victoria, Australia», Roy. Astron. Soc. Geophys. J., 24 (3), 255—269.

Brown, D. A., Campbell, K. S. W., Crook, K. A. W., 1968. The Geological Evolution of Australia and New Zealand. London: Pergamon, 409 p.

Gill, E. D., 1965. «Paleontology of Victoria», Victorian Yearbook, 24 p.

Gill, E. D., 1967. «Evolution of the Warrnambool — Port Fairy Coast and the Tower Hill eruption, Western Victoria», in: J. N. Jennings and J. A. Mabbutt, eds., Landform Studies from Australia and New Guinae. Austral. Nat. Univ., 341—364.

Harris, W. J., Thomas, D. E., 1948. «The geology of Campbelltown». Victoria Mining Geol. J., 3 (3), 46—54.

Hills, E. S., 1940. Physiography of Victoria. Melbourne: Whitcombe and Tombs, 292 p.

Hills, E. S., 1956. «A contribution to the morphotectonics of Australia», J. Geol. Soc. Austral., 3, 1—15.

Oversby, B., 1971. «Paleozoic plate tectonics in the southern Tasman Geosyncline», Nature Phys. Sci., 234 (46), 45—47.

Packham, G. H., 1960. «Sedimentary history of part of the Tasman Geosyncline in southeastern Australia», Intern. Geol. Congr., 21st Session, pt. 12, 74—83.

Ward, W. T., 1971. «Postglacial changes in level of land and sea», Geol. Mijnbouw, 50 (5), 703—718.

Западная Австралия

Dow, D. B., Gemuts, I., 1969. «Geology of the Kimberley region, Western Australia — the East Kimberley», W. Austral. Geol. Surv. Bull., 120, 135 p.

Geological Society of Australia, 1964. «Australian code of stratigraphic nomenclature, 4th ed.», J. Geol. Soc. Austral., 11, 165—171.

Geological Survey of Western Australia, 1975. «The geology of Western Australia», W. Austral. Geol. Surv., Mem. 2.

Glover, J. E., ed., 1971. «Symposium on Archaean rocks held at Perth, 1970», Geol. Soc. Austral., Spec. Publ. 3, 469 p.

Jutson, J. T., 1934. «The physiography (geomorphology) of Western Australia», W. Austral. Geol. Surv. Bull., 95, 366 p.

MacLeod, W. N., 1966. «The geology and iron deposits of the Hamersley Range area, Western Australia», W. Austral. Geol. Surv. Bull., 117, 170 p.

Martison, N. W., McDonald, D. R., Kaye, P., 1973. «Exploration on continental shelf off Northwest Australia», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 57 (6), 972—989.

Trendall, A. F., Blockley, J. G., 1970. «The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia», W. Austral. Geol. Surv. Bull., 119, 366 p.

Veevers, J. J., 1967. «The phanerozoic geological history of northwest Australia», J. Geol. Soc. Austral., 14 (2), 253—271.

Veevers, J. J., Wells, A. T., 1961. «The geology of the Canning Basin, Western Australia», Bur. Mineral Resources Geol. Geophys. Bull., 60, 322 p.

АНТАРКТИДА

Антарктида — южный полярный материк, границы которого в основном соответствуют 65° ю. ш. Приблизительно в центре этого континента находится Южный полюс (рис. 1). Площадь Антарктиды, не считая шельфовых ледников и окруженных ледяными полями островов, равна 12 393 000 км^2. Однако обнажения коренных пород составляют всего лишь 2% от общей площади материка. Остальные 98% его скрыты под самым обширным ледяным щитом в мире, общий объем которого — около 24 000 000 км^3, что составляет 89% современного ледникового покрова Земли. Таяние антарктического ледяного щита вызвало бы поднятие уровня Мирового океана на 55 м.

История исследования

В начале XIX в. мы не располагали никакими сведениями об Антарктическом континенте, хотя в течение уже нескольких столетий среди ученых шли споры о возможности существования «Великого южного материка». Как известно, во время одного из своих путешествий капитан Кук достиг края шельфового ледника. Впервые научная информация в довольно значительном объеме была собрана французской экспедицией, возглавленной Дюмоном Дюрвилем (данные опубликованы Дж. Грейнджем в 1848 г.), а также американской научно-исследовательской экспедицией К. Уилкса [1845]. Участники этих экспедиций сообщили об обнаружении на айсбергах эрратических обломков материковых пород, например гранитов и песчаников. (Для ознакомления с более ранними упоминаниями об Антарктиде см. обзорные работы [Fairbridge R. W., 1952, Harrington H. J., 1965; Splettstoesser J. F., 1966 и др.].)

Впервые коренные обнажения и эти породы in situ были обнаружены экспедицией Джеймса Росса в южной части Земли Виктории, после того как два английских фрегата «Эребус» и «Террор» встали на якорь в зал. Мак-Мердо в 1841 г. Еще ранее участники экспедиции обнаружили эрратические гранитные валуны у берегов вулканического о. Поссесьон. Ископаемые органические остатки впервые были найдены на о. Симор (у берегов Западной Антарктиды) С. А. Ларсеном в 1893 г., в то время как К. Э. Борхгревинк собрал образцы гранитов in situ на м. Эдар [Murray A., 1895]. Совершенно очевидно, что к этому времени ученые располагали весьма скудными данными об Антарктиде. Все же при составлении программы Национальной Антарктической экспедиции Э. Шеклтона [Gregory A. C., 1901] была учтена возможность существования гигантского «Антарктического архипелага». Существование такого архипелага вполне соответствовало бы гипотезам, выдвинутым ранее Г. Рейтером и Э. Зюссом о наличии «Циркумтихоокеанского складчатого пояса», протягивающегося от горной цепи Анд до Земли Грейама и той части Антарктиды, которая ныне получила название Антарктического полуострова, простирающегося далее (с перерывами) по направлению к Новой Зеландии и Австралии. К тому же некоторые ученые утверждали, что Восточная Антарктида — это докембрийский щит, во многом сходный с Западно-Австралийским.

Как оказалось, названные гипотезы в значительной степени подтвердились. Но это имело место почти через сто лет после того, как их сформулировали. Здесь следует припомнить, что еще Дарвин отметил удивительное сходство фациальных типов песчаников Биконя, развитых на южных материках, которые он посетил, а в 70-х годах прошлого века было установлено сходство между тиллитами пермо-карбонового возраста этих регионов. На основе полученных в то время данных Э. Зюсс ввел понятие «Гондвана» для обозначения древнего гипотетического материка, объединявшего ныне обособившиеся континенты. Тем самым была подготовлена почва для реконструкции гипотезы континентального дрейфа Альфреда Вегенера; эта гипотеза возникла в последнее десятилетие перед началом первой мировой войны.

Позднее О. Норденшельд [1905, 1911] на основании материалов, собранных шведской экспедицией, получил возможность выделить в пределах Антарктиды Западную (более молодой складчатый пояс) и Восточную (докембрийский щит). Именно в этот период в британских антарктических экспедициях начали принимать участие австралийские исследователи. Д. Моусон (и Мэдиген) открыли Южный магнитный полюс, хотя более важным научным достижением их является составление карт нескольких значительных по площади секторов побережья Восточной Антарктиды. Кроме того, они собрали обширные коллекции последовательно отобранных образцов докембрийских моренных валунов, которые и по сей день используются для изучения пород, слагающих эту огромную скрытую льдами территорию (рис. 2). Что касается термина «Большой Антарктический щит», то он впервые был введен Э. Дэвидом [1914].

Куда более сомнительной выглядела гипотеза о существовании Трансантарктического рифта, или «грабена «Росса—Уэддела» [Gregory A. C., 1912], разделившего, как предполагалось, Антарктиду на две провинции. Несомненно, что в пределах рассматриваемого складчатого пояса есть характерные особенности, присущие как горсту, так и грабену, но этот рифт имеет очень сложное строение. Впервые термин «Антарктический горст» был введен Э. Дэвидом и Р. Пристли [1914], занимавшимися его изучением в пределах Земли Виктории. Однако позднее, когда было доказано, что протяженность этой структуры значительно бóльшая, чем предполагалось, стали говорить о «Трансантарктических горах» или «Трансантарктическом эскарпе» [Harrington H. J., 1965].

Изучение Антарктиды после первой мировой войны не было ни планомерным, ни широкомасштабным; в основном исследования производились Д. Моусоном. Лишь после создания нового геофизического оборудования, дающего возможность зондировать ледяной покров, а также в связи с созданием новых средств транспортировки после второй мировой войны возобновилось систематическое изучение этого континента. Научно-исследовательские работы достигли своего апогея во время Международного геофизического года (1957—1959 гг.), когда в них приняли участие экспедиции из многих стран. Наиболее длительные систематические исследования осуществлялись США, СССР и Великобританией. Прежде всего этот период исследований характеризуется значительным прогрессом в систематическом картировании Антарктиды. Наряду с этим следует упомянуть два наиболее важных открытия, связанных с вопросом о дрейфе континентов и разделении единой Гондваны на отдельные материки: 1) обнаружение в горах Хорлик в 1957 г. тиллитов пермо-карбонового возраста [Long W. E., 1962]; эти породы и в дальнейшем наблюдали неоднократно [Frakes L. A. e. a., 1971]; 2) находка ископаемых остатков четвероногих рептилий (*Lystosaurus*) в районе ледника Шеклтона, аналогичных южноафриканским рептилиям [Kitching J. W. e. a, 1972]. Эти два очень важных факта подтверждают взаимосвязь между отдельными участками древней Гондваны

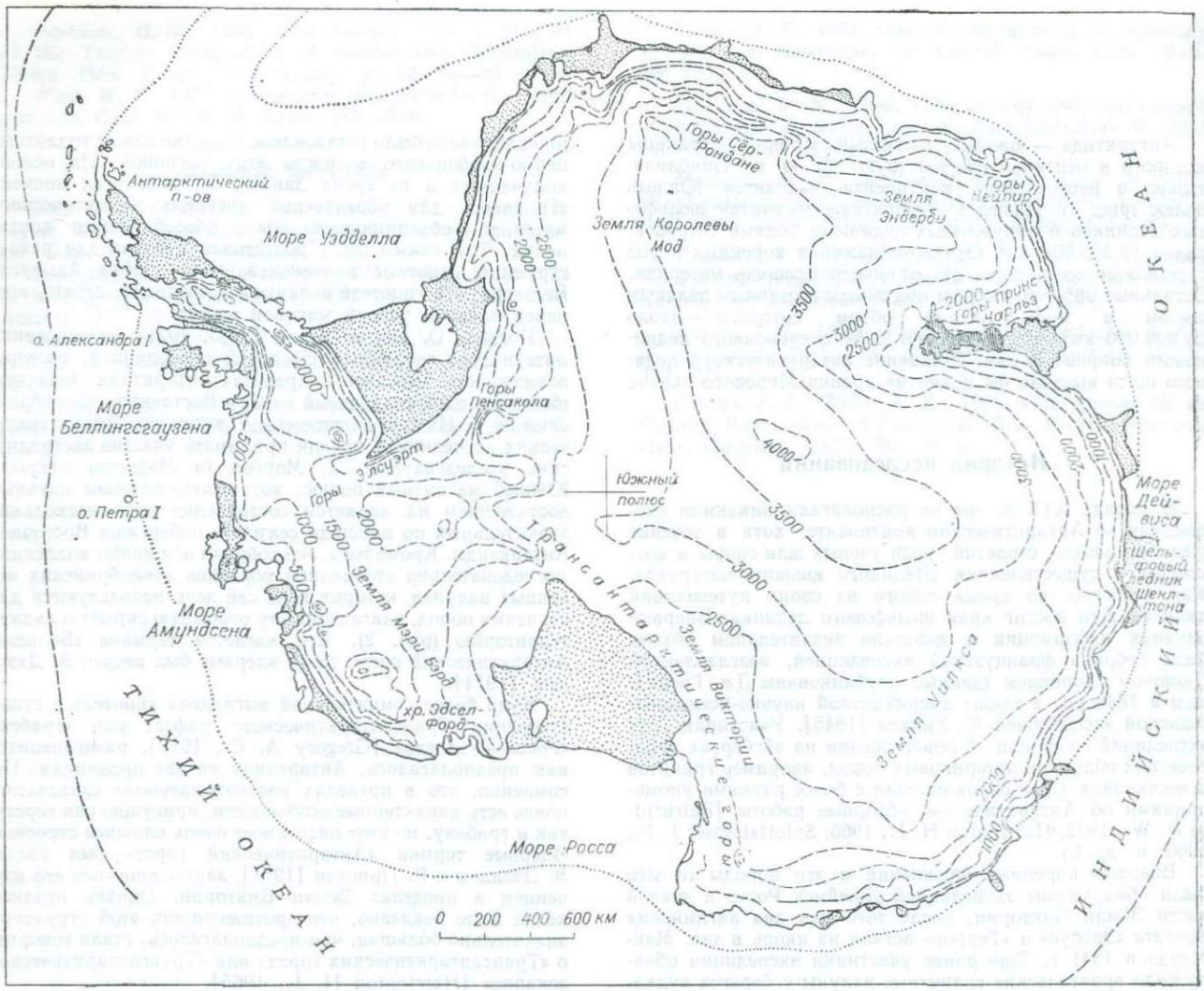


Рис. 1. Карта рельефа Антарктиды. По данным Г. Харрингтона [Harrington H. J., 1965]. Составлена на основе карты Антарктиды, изданной Американским географическим обществом в 1962 г. Стереографическая проекция. Горизонтали проведены через 500 м.
Границы распространения паковых льдов: штриховая линия — в сентябре, пунктирная — в марте.

в раннем мезозое [Adie R. J., 1964; Материалы Второго симпозиума по Гондване, 1970].

За последнее десятилетие было точно установлено, что отнюдь не вся Западная Антарктида («Антарктанды», по Арктовскому, 1895 г.; «Андийская провинция», по Р. Ади) сложена молодыми породами альпинотипного складчатого пояса. Выяснилось, например, что горы Элсуэрт и Уитмор ориентированы вкрест простирания депрессии Росса—Уэделла. Эти горы в основном сложены палеозойскими метаосадочными породами. Вместе с тем орогенические процессы, проходившие там в основном в раннем мезозое, сближают эти структуры с таковыми остальной части Тихоокеанской провинции, где эта орогенная фаза наиболее широко распространена (например, орогенез Акиоси в Японии).

В пределах Восточной Антарктиды советские исследователи (М. Г. Равич, Г. Э. Грикуров [1970 г.] и другие) выделили два района: 1) район добайкальской консолидации, протяженностью приблизительно от 105° в. д. до 25° з. д., несомненно представляющий собой первоначальное ядро кратона и обращенный к Африканскому сектору Тихоокеанского подвижного пояса *; 2) район со складчатым фундаментом позднебайкальского возраста, протянувшийся от границы Восточной Антарктиды до Трансантарктического эскарпа, куда входят также несколько структурных блоков, находящихся в пределах Западной Антарктиды. По мнению советских ученых, существует также крупная платформенная структура, перекрывающая «добайкальское» (самый поздний докембрий) основание и представляющая собой широкий клин, направленный от 105—150° в. д. внутри континента и заканчивающийся не доходя до Южного географического полюса. Советские исследователи считают, что эта структура представляет собой «платформенный сектор», подстилаемый незначительно нарушенными осадочными породами палеозойско-мезозойско-кайнозойского возраста (частично эта платформа состоит из широких прогибов или «синеклиз») ** (см. рис. 2).

* Этот кратон протягивается от 155° в. д.

** Эти представления сейчас уже являются устаревшими [Грикуров Г. Э. и др., 1976]. — *Прим. пер.*

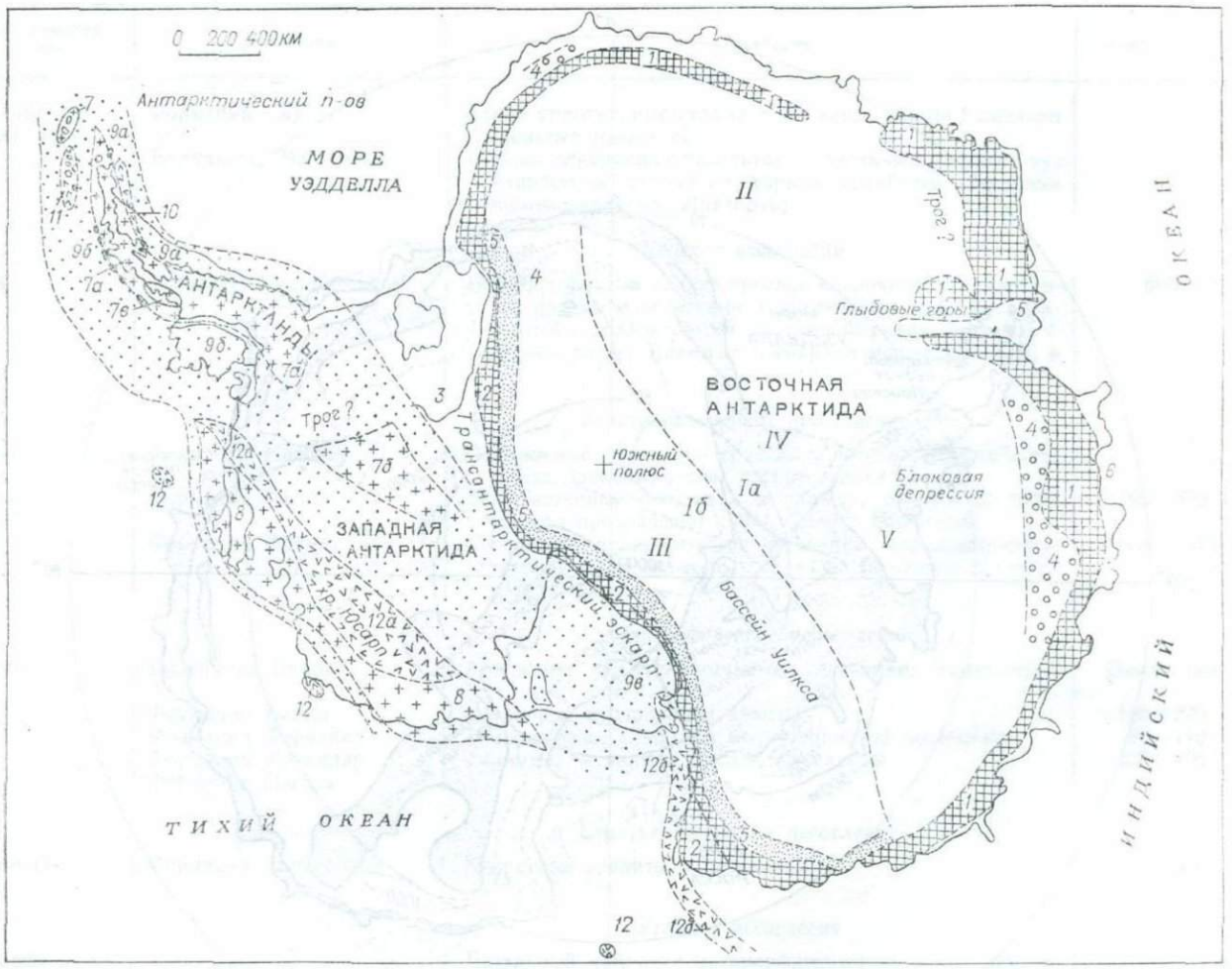


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Антарктиды. (Осадки и отложения морен четвертичного периода не показаны на карте.)

1—6 — Восточная Антарктида: *1* — докембрийский фундамент, представленный метаморфитами и гранитами (частично чарнокитами), *2* — докембрийский комплекс Росса и интрузивные граниты Харбора, нижнепалеозойские метаморфизованные породы, метаморфиты и граниты, *3* — нижнепалеозойские массив Дюфек и интрузии ультраосновных пород и норитов, *4* — протерозойские слои Сандоу и нижнепалеозойские метаморфизованные породы, *5* — девонско-юрский комплекс, включающий вулканиты Феррара, долеритовые силлы Феррара и тиллиты Моусон, *6* — кайнозойские базальты Гауссберг и позднемиоценовые лейцитовые базальты; *7—12* — Западная Антарктида: *7—8* — докембрийские и нижнетретичные породы (антиклинальные хребты) [*7а* — комплекс палеозойских и триасовых (?) метаморфизованных пород, нижнетретичные андийские интрузии габбро и гранитов Антарктического полуострова; *7б* — палеозойские метаморфизованные осадки гор Элсуэрт, кристаллические сланцы и другие породы гор Уайтмор. *7в* — докембрийские метаморфиты и раннепалеозойские вулканиты и интрузивные породы зал. Маргерит (Антарктический полуостров)]; *8* — комплекс палеозойских метаморфизованных пород и интрузий гранитоидов неустановленного возраста (хр. Юсарп); *9* — юрские, меловые и кайнозойские (депрессии) породы (*9а* — вулканиты и шельфовые осадки восточной части Антарктического полуострова, *9б* — вулканиты и осадочные породы западной части Антарктического полуострова. *9в* — нижнетретичные и верхнемеловые осадки моря Росса); *10—12* — кайнозойские вулканиты: *10* — вулканиты о. Джемса Росса, позднемиоценовые базальты, *11* — позднемиоценовые базальты и четвертичный базальтово-андезитоводацитовый комплекс и юрские вулканиты (Южные Шетландские острова); *12* — позднекайнозойский комплекс щелочных оливиновых базальтов (*12а* — вулканиты Бэрд, *12б* — вулканиты Мак-Мердо)

Iа — комплекс докембрийского фундамента и докембрийские — нижнепалеозойские платформенные осадки: *Iб* — верхнекембрийские — нижнепалеозойские отложения геосинклинали Росса и нижнепалеозойские — мезозойские платформенные осадки: *II* — ледяной щит (отсутствие выходов коренных пород); подледное поднятие, сложенное комплексом докембрийских (?) пород фундамента, платформенными осадками и силлами; *III* — бассейн Хидден, сложенный палеозойскими, мезозойскими и третичными осадками на геосинклинали Росса (?); *IV* — подледный купол, сложенный коренными породами; *V* — ледяной щит.

Весьма значительную роль для изучения материкового дрейфа Антарктиды сыграли морские геологические исследования, проведенные в Южном океане. Например, установлено разрастание океанического дна между Антарктидой и Австралией в среднем и позднем кайнозое [Hayes D.E, Talwani M., Conolly J. R. и др., 1972]. Весьма важные данные, подтверждающие эту гипотезу, были получены при глубоководном бурении по программе «Гломар Челленджер *».

* До настоящего времени этот вопрос остается дискуссионным. — *Прим. пер.*

Морфотектоническое районирование

По совокупности геоморфологических и структурных признаков Антарктический материк разделяется на Восточную и Западную Антарктиду (рис. 3). Восточная Антарктида представляет собой докембрийский щит (кратон), ограниченный с запада более молодыми орогеническими поясами Трансантарктических гор. Мощность их кристаллического основания превышает 40 км; в случае исчезновения ледяного покрова они предстали бы в виде расчлененных платообразных глыбовых гор.

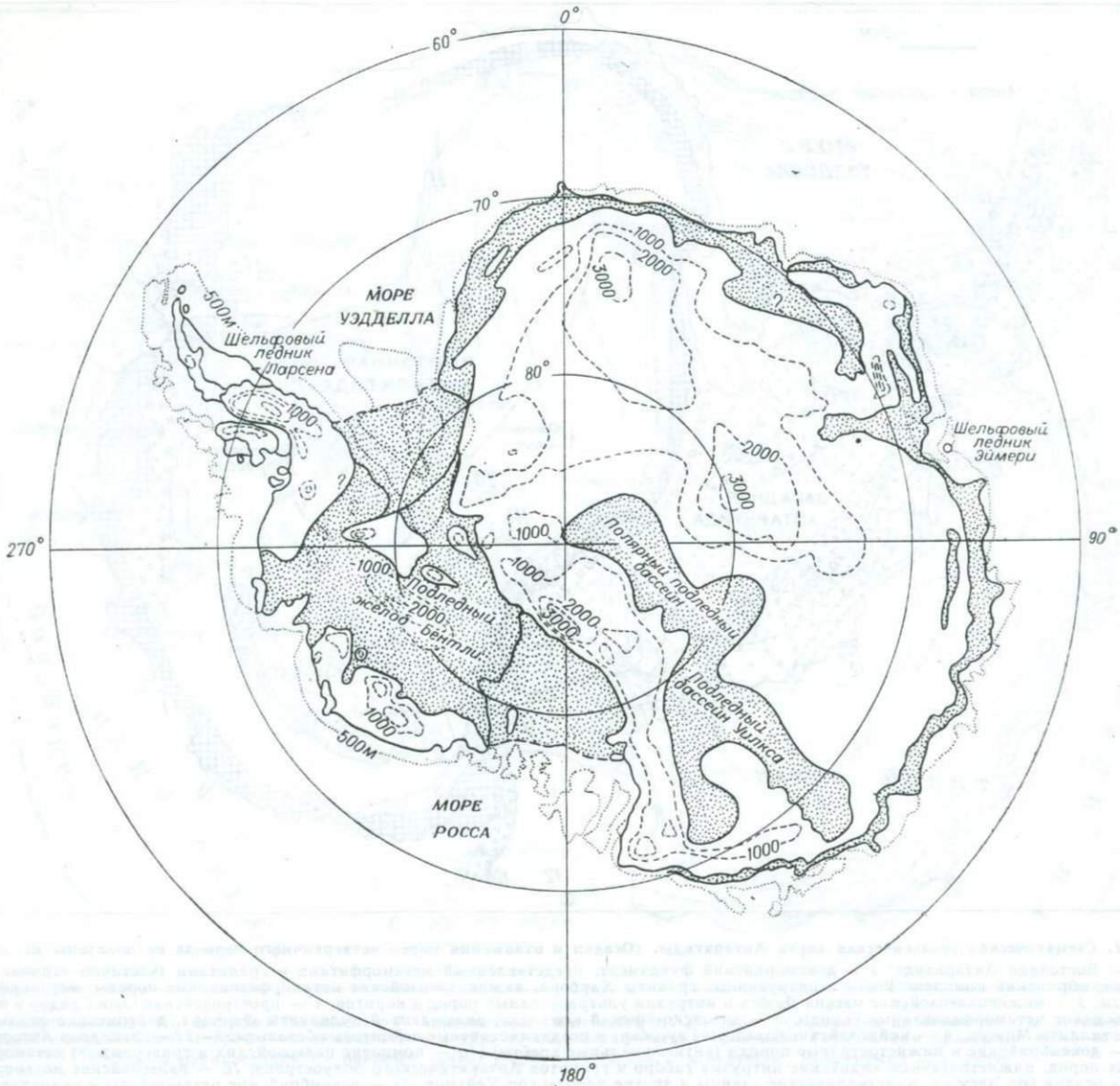


Рис. 3. Подледный (коренной) рельеф Антарктиды (из карты Антарктиды, изданной Американским географическим обществом в 1962 г.).
Области развития коренных пород, расположенные ниже уровня океана, показаны крапом, граница континентального шельфа — пунктирной линией. Изобата —500 м приблизительно соответствует положению внешнего края континентального шельфа. По Г. Харрингтону [Harrington H., J., 1965].

В отличие от этой части материка Западная Антарктида сложена более молодыми континентальными блоками (мощностью более 30 км), окаймленными глубокими желобами. В результате стаивания льдов эта площадь оказалась бы затопленной океаном, над поверхностью которого возвышалось бы всего лишь несколько крупных островов. В целом породы, слагающие Западную Антарктиду, имеют относительно более молодой геологический возраст по сравнению с Трансантарктическими горами. Последние сформировались в результате последовательных стадий сжимающих тектонических движений, имевших место в этой части Антарктиды от позднего кембрия до раннего триаса включительно. В настоящее время Южнополярный материк сейсмически не активен, однако в районе прол. Мак-Мердо и на Антарктическом полуострове имеется несколько действующих вулканов.

Докембрийский щит. Краевая (прибрежная) часть континента. Представляется наиболее вероятным, что Восточная Антарктида сложена в основном метаморфизованными породами докембрийского возраста. К этому выводу пришли в результате изучения обнажений, окаймляющих материк между 15° з. д. и 145° в. д., а также на основании состава моренных валунов. Докембрийский фундамент представлен комплексом пород главным образом гранулитовой фации регионального метаморфизма (что говорит о высокотемпературных и относительно безводных условиях изменения пород). Характерно также присутствие многочисленных массивов чарнокитов, рассеянных по всей периферии описываемого региона. Наиболее древний возраст — $3 \cdot 10^8$ лет — определен радиологическими методами для гранитов западной части Земли Королевы Мод. Интрузивный комплекс Земли

ТАБЛИЦА 1

Сводный стратиграфический разрез Трансантарктических гор

Геологический возраст	Формации	Описание	Мощность, м
Позднетретичная эпоха	Формация Сириус	*Слабо уплотненные ледниковые глины, иногда с линзами* слоистых разностей	
	Вулканиты Мак-Мердо	Потоки оливиновых базальтов с участками развития вулканических продуктов взрыва (наиболее обширные выходы на Земле Виктории)	
		Угловое несогласие	
Юра	*Базальты Киркпатрик*	*Потоки толеитов: редкие прослои осадочных пород с конхостраками и остатками холостеновых рыб. Коррелируются с долеритовыми силлами Феррара, интрудирующими толщу Бикон с суммарной мощностью 1000 м*	*600*
		Стратиграфическое несогласие	
Триас	*Формация Преббл*	*Обломочный материал грязевых потоков, пирокластические брекчии, туфы, туфопесчаники*	
	Формация Фалла	Вулканогенные песчаники и сланцы. В верхней части разреза преобладают туфы. Слои с *Dicroitium*	160—530
	Формация Фремоу	Субаркозы, вулканогенные песчаники, зеленовато-серые *аргиллиты. В базальных слоях — Lystrosaurus*, угли; вблизи кровли — *Dicroitium*	Около 650
		Стратиграфическое несогласие	
Пермь	Надгруппа Бикон	Аркозовые и вулканогенные песчаники, темно-серые сланцы, угли	Около 750
	Формация Бакли	Массивные субаркозы и аркозы	130—220
	Формация Ферчайлд	*Темноцветные сланцы и мелкозернистые песчаники*	60—140
	Формация Макеллар	Тиллиты, песчаники, глинистые сланцы	125—395
	Формация Пагода		
		Стратиграфическое несогласие	
Девон (?)	Формация Александра	Кварцевые аренитовые и песчаники	0—330
		Угловое несогласие	
Ордовик — докембрий		*Базальный комплекс метаморфизованных осадочных пород, интрудированный гранитами*	
		Орогенез Росса. Угловое несогласие	
Ордовик	Интрузивный комплекс (граниты Харбора)	Интрузивные породы (от гранитов до диоритов) равномернозернистой и порфировой структуры, син- и посторогенные. Небольшие тела габбро	
	Известняки хр. Шеклтона (также формация Леверетт, мраморы Хенсон, формация Фейруэзер, формация Тейлор)	*Известняки с археоциатами (формации — аналоги известняков хр. Шеклтона, включающие мраморы, кварциты, конгломераты, окремненные вулканиты)*	*9000*
		Бирдморский орогенез. Угловое несогласие	
Поздний докембрий	Батолит хр. Висконсин	Интрузивные породы (от гранитов до кварцевых диоритов) равномернозернистой и порфировой структуры	
	Формация Уайетт	Кремнистые порфировые вулканиты	
		Угловое несогласие	
	Формация Годи, включающая формацию Лагорк	Граувакки, аргиллиты, кварциты	6500
		Нимродский орогенез. Угловое несогласие	
Докембрий	Группа Нимрод	Слюдистые сланцы, полосчатые и очковые гнейсы, мраморы, амфиболиты, подчиненные известково-силикатные кристаллические сланцы	

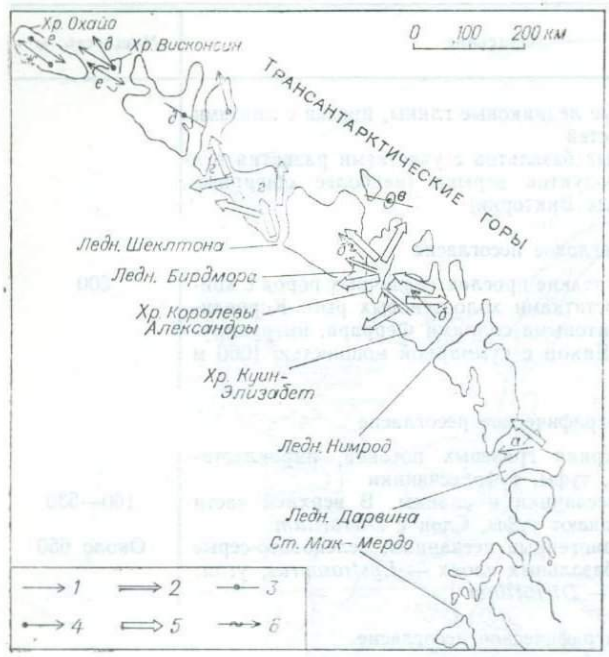


Рис. 4. Пермо-карбоновая ледниковая деятельность и связанные с ней экзогенные факторы в Трансантарктических горах [Coates D. R., 1972].

1—4 — следы направления движения льда: *1* — обломочные текстуры; *2* — ледниковая штриховка и обломочные текстуры. *3* — ледниковая штриховка, *4* — ледниковая штриховка в сочетании со следами движения льда по «ледяной мостовой»; *5—6* — осадочные текстуры: *5* — косая слоистость, *6* — оползневые складки.

Уилкса датируется возрастом 1500—500 млн. лет. По петрографическим данным, полученным при изучении многочисленных обнажений докембрийского щита, слагающие его породы испытали полиметаморфизм (т. е. были подвергнуты неоднократному преобразованию в результате последующих этапов метаморфизма, наложенных на уже измененные породы). При этом в ряде пород отмечалось «изотопное выравнивание», имевшее место приблизительно 500 млн. лет назад, что соответствует аналогичным процессам, установленным для пан-Африканского континента. Особенно отчетливо эти процессы прослеживаются в пределах Земли Королевы Мод.

Комплексы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций обнаружены в верховьях ледника Лемберта, где расположены наиболее удаленные от берега обнажения коренных пород Восточной Антарктиды. Эти метаморфические толщи интрудированы гранитами, как рассланцованными, так и нерассланцованными *.

Западная часть Земли Королевы Мод. В западной части Земли Королевы Мод наблюдаются докембрийские кластические породы, в том числе граувакки, аркозы и конгломераты. По ряду признаков осадконакопление здесь проходило в мелководных условиях. Отложившиеся породы иногда переслаиваются с лавами от мафического до среднего состава; некоторые лавовые прослои характеризуются подушечной текстурой, что свидетельствует о подводных излияниях. Частично эти породы испытали незначительный региональный метаморфизм, который распознается лишь по присутствию серицитизированного полевого шпата. В них обнаружены крупные тела диабазов докембрийского возраста ($1{,}6 \times 10^8$ лет), которыми прорваны и более высокометаморфизованные породы западной части Земли Королевы Мод. В рассматриваемом регионе встречаются абиссальные интрузии различного состава — от диоритов до гранитов; предполагают, что они также относятся к докембрию.

Трансантарктические горы. Один из районов, где обнажаются докембрийские породы, приурочен к центральной части Трансантарктических гор (хребты Миллера и Геологов). Этот комплекс представляет собой разнообразную по составу серию пород, включающую кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы, метаморфизованные до амфиболитовой фации. Согласно радиологическим данным абсолютный возраст этих пород составляет по меньшей мере 1990 млн. лет, хотя в интервале времени от 600 до 450 млн. лет назад произошло «изотопное выравнивание».

Подвижный пояс Трансантарктических гор и Западной Антарктиды. Верхний докембрий. Осадконакопление началось в краевой части этого стабильного кратона отложением граувакково-сланцевой серии. Разрезы толщи верхнего докембрия прослеживаются на всем протяжении Трансантарктических гор; они, по-видимому, представлены также в западной части Земли Мэри Бэрд. Кремнистые пирокластические вулканиты залегают на осадочных породах в центральной части горного хребта. Некоторые из них интрудированы известково-щелочными порфирами, возраст которых составляет приблизительно 600 млн. лет. Эти порфиры являются син- и посторогенными по отношению к дислокациям и метаморфизму, связанным с «бирдморским орогенезом».

Кембрий — ордовик. (табл. 1). Выходы известняков кембрийского возраста, несогласно залегающих на более древних отложениях, обнаружены вдоль всей цепи Трансантарктических гор, причем в некоторых районах эти известняки характеризуются присутствием комплексов археоциат и трилобитов. Пирокластические вулканиты перекрывают известняки в горах Пенсакола и переслаиваются с ними в центральной части Трансантарктических гор. Как и в позднем докембрии, известково-щелочные интрузии прорывают толщу осадочных пород. Контакт интрузивов с вмещающими породами секущий либо постепенный. Широко распространены проявления анатексиса, о чем можно судить по присутствию мигматитов и гнейсов, приуроченных к оси деформации, связанной с «орогенезом Росса». Как метаморфизм, так и интрузии датируются абсолютным возрастом около 500 млн. лет. Как упоминалось выше, установлено, что периферия кратона была мобильной; кроме того, повышение температуры докембрийских пород оказалось настолько значительным, чтобы сместить калий-аргоновые «часы» на ± 500 млн. лет. Геологический смысл этого явления и степень его воздействия полностью все еще не изучены.

Процесс формирования гор Элсуэрт отличался значительным своеобразием. Имело место непрерывное осадконакопление от позднего докембрия до перми включительно, благодаря чему отложилась единая толща, подвергавшаяся складчатости только в триасе. На основе позднекембрийской фауны удалось установить возраст группы обломочных пород разного состава, перекрывающих карбонатную толщу; последняя, судя по ее стратиграфическому положению, относится к верхнему докембрию.

Девон. В девоне началось формирование надгруппы Бикон (см. табл. 1) — своеобразной, почти горизонтально залегающей толщи обломочных пород, включающих значительное количество полевошпатовых песчаников и тиллитов. Она перекрывается базальтовыми лавами, которые коррелируются со сходными породами Австралии, Африки и Южной Америки.

* Комплексы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций залегают на рассланцованных позднеархейских гранитах и метаморфических породах основания и прорываются раннепалеозойскими двуслюдяными гранитами. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 2

Сводный разрез северной части Антарктического полуострова

Геологический возраст	Формации	Описание	Мощность, м
Плейстоцен	Конгломераты Пектен	Конгломераты с пектенами	
		Угловое несогласие	
Поздний миоцен — плиоцен	Вулканогенная группа о. Джемса Росса	Морские туфы, подушечные базальты, конгломераты	300
		Угловое несогласие	
Ранний миоцен	Серия о. Симор	Рыхлые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты. Ископаемые пингвины	160
		Угловое несогласие	
Раннетретичная эпоха	«Андийский» интрузивный комплекс	Известково-щелочные плутонические интрузии	
Поздний мел	Серия о. Сноу-Хилл	Пески, гравелиты, небольшое количество глин. Аммоноидеи, пелециподы	3580
		Угловое несогласие	
Средний мел	Интрузии	Плутонические интрузии кислого, среднего и основного состава	
Поздняя юра	Вулканогенная группа	Андезиты, риолиты, агломераты	230
Средняя юра	Интрузии	Плутонические тела кислого состава	
	Слои горы Флоры	Конгломераты, песчаники с обильной ископаемой флорой	300
		Угловое несогласие	
Мел—пермь (?)	Серия п-ова Тринити	Граувакки, алевролиты, песчаники, глинистые сланцы	10 000 (?)

В девонское время после поднятия и размыва, последовавших за «орогенезом Росса», осадконакопление на всей территории современных Трансантарктических гор носило более региональный характер, чем в предшествующие периоды. Морские песчаники и сланцы обнаружены в горах Пенсакола и в пределах хр. Огайо так же, как и в горах Элсуэрт. *В центральной части Трансантарктических* гор по присутствию обломочных отложений устанавливается существование седиментационных палеобассейнов. В северной части Земли Виктории формировались риолиты; в этом районе и на западе Земли Мэри Бэрд отмечалось также внедрение абиссальных известково-щелочных интрузий. Эта магматическая деятельность связана с периодом тектонической активности, получившем название «орогенеза Борхгревинк». Считается, что некоторые метаморфические породы Земли Мэри Бэрд сформировались в то же время, но это предположение еще нуждается в подтверждении методами радиологических определений возраста.

Пермо-карбон. В течение позднего карбона — ранней перми в районе гор Трансарктических и Элсуэрт сформировался обширный ледяной щит. В горах Элсуэрт *развиты мощные ледниково-морские отложения, в то время* как в центральной части Трансантарктических гор встречены континентальные тиллиты (рис. 4). В горах Пенсакола залегают породы, являющиеся переходными между двумя этими фациями. Толщи турбидитов в районе Антарктического полуострова и на о. Александра I — первые осадочные образования, которые удалось там обнаружить.

Верхняя пермь (табл. 2). Аллювиальные и озерные отложения пермского возраста перекрывают тиллиты как в Трансантарктических горах, так и в горах Элсуэрт. Известно, что этот осадочный бассейн развивался *на кратоне в районе хр. Шеклтона и в западной части* Земли Королевы Мод, где развиты обломочные породы сходного состава. Кроме того, отмечены локальные выходы обломочных пород пермского возраста в районе ледника Ламберта. Для всех этих отложений характерно присутствие глоссоптерисовой флоры, и в разрезе представлены многочисленные угольные пласты. Северная часть Земли Виктории оставалась источником поступления осадочного материала на протяжении большей части этого периода, хотя в данном районе удалось обнаружить лишь несколько изолированных обнажений. Судя по следам течений в породах, они в это время проходили в направлении от южной части Земли Виктории вдоль современной осевой линии Трансантарктических гор.

Триас. В начале триаса обширный древний склон приобрел обратное падение под воздействием поднятия, *завершившегося складчатостью гондванского орогенеза*, в результате которого возникли горы Элсуэрт и Пенсакола. Аллювиальные отложения обнаружены в центральной части Трансантарктических гор и в северной части Земли Виктории. Возраст их устанавливается благодаря при-

ТАБЛИЦА 3

Стратиграфическая последовательность ископаемых органических остатков на территории Антарктиды, по Г. Харрингтону [Harrington G., 1965]

Четвертичный период	Полуокаменевшие остатки пингвинов, многочисленные гнездилища пингвинов; полуокаменевшие остатки раковин (Фолклендские острова, прол. Мак-Мердо, о. Кокберн). Ранний плейстоцен или поздний плиоцен
Третичный период	Миоценовая флора в вулканогенной серии Джемса Росса (архипелаг Джемса Росса и Южные Шетландские острова).
	Остатки растений и богатая морская фауна раннемиоценового или позднеолигоценового возраста. (Острова Симор и Кокберн, восточная часть Антарктического полуострова). Споры и пыльца (*Nothofagus* и др.), морская микрофауна в эрратических валунах (прол. Мак-Мердо). Раннетретичные и позднемеловые фораминиферы (банка Бердвуд, островная дуга Скоша). Переотложенная пыльца в верхнеолигоценовом слое о. Симор
Мел	Богатая биота, включающая остатки морских беспозвоночных и растений раннего и среднекампанского возраста (архипелаг Джемса Росса, Антарктический полуостров и др.).
	Флора и морская фауна аптского возраста (о. Александра I). Аптские аммониты, пелециподы и другие ископаемые организмы (Южная Георгия). Меловые флористические и фаунистические (брахиоподы) остатки (Южные Оркнейские острова)
Юра	Флористические и фаунистические остатки (о. Александра I); ископаемая древесина (Южные Шетландские острова). Слои с обильными растительными остатками (Хоп-Бей, Антарктический полуостров). Флора и фауна — двустворчатые панцирные (конхостраки) Земли Виктории
Триас	Флористические остатки в отложениях группы Бикон (*Dicroidium*)
Пермь	Ископаемая древесина, остатки листьев, микрофауна. Глоссоптерисовая флора; многочисленные местонахождения отпечатков беспозвоночных (группа Бикон)
Карбон	Оледенение в позднем карбоне
Девон	Ископаемые остатки пресноводных рыб средне-позднедевонского возраста; раннедевонская морская проблематика (Земля Виктории). Раннедевонский споровый комплекс и обильная морская фауна (горы Хорлик)
Силур	
Ордовик	Граптолиты предположительно ордовикского возраста
Кембрий	Кембрийские археоциатовые губки, трилобиты, водоросли и т. д. в известняках серии Джемса Росса
	Кембрийская микрофауна в слоях Сандау

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

сутствию флоры *Dieraitium* и фауны рептилий *Lystrosaurus*, которые очень сходны с флористическими и фаунистическими комплексами, обнаруженными на других южных континентах Гондваны (табл. 3).

В пермских и триасовых осадках присутствует фракция эпикластического вулканического материала, относительное содержание которой выше, чем в подстилающих отложениях. Туфы и пирокластические образования позднетриасового возраста перекрывают осадочные породы в центральной части Трансантарктических гор. О тектонической активности этого времени можно судить помимо других признаков по радиологическим данным, полученным для пород, развитых в основании Антарктического полуострова, а также на о. Терстон.

Ю р а. Абиссальные интрузии ранне-среднеюрского возраста развиты в районе между горами Элсуэрт и Пенсакола. В меньшей степени они представлены также в западной части Земли Мэри Бэрд и Антарктического полуострова. Среднеюрские глинистые сланцы и вулканогенно-обломочные отложения обнаружены на отдельных участках в пределах Антарктического полуострова, в то время как широко распространенные известково-щелочные вулканиты верхней юры покрывают бо́льшую часть этого полуострова и незначительную площадь на западе Земли Мэри Бэрд.

Диабазовые силлы и дайки юрского возраста интрудируют осадочные породы группы Бикон Трансантарктических гор, в кровле которой залегают толеитовые базальты. С этими породами связано формирование массива Дюфек, представляющего собой крупную расслоенную глубинную интрузию, выходы которой обнажаются в горах Пенсакола.

М е л. Мелководные и относительно более глубоководные морские отложения раннемелового возраста развиты на о. Александра I, а мелководно-морские верхнемеловые осадки обнаружены на северной оконечности Антарктического полуострова. Однако основной характерной особенностью мелового периода являются мощные известково-щелочные интрузии, протягивающиеся от Антарктического полуострова к западной части Земли Мэри Бэрд. Их внедрение произошло в течение позднего мела — раннетретичной эпохи, в период так называемого андийского орогенеза.

Базальтовые провинции. З е м л я В и к т о р и и и З е м л я М э р и Б э р д. Щелочные базальты третичного и четвертичного возраста развиты на значительной площади в районе зал. Мак-Мердо, в северной части Земли Виктории и на Земле Мэри Бэрд. Очевидно, извержения начались в раннетретичную эпоху на Земле Мэри Бэрд, при этом вулканическая активность соответствует фумарольной стадии. Фумаролы и теперь наблюдаются на вулканах Эребус и Мельбурн в районе прол. Мак-Мердо и в северном секторе Земли Виктории. В результате экструзивной деятельности сформировались щитообразные стратовулканы, осложненные паразитическими кону-

сами. На некоторых участках цепочки этих конусов, повидимому, контролируются разломами. К рассматриваемой провинции относится также вулкан Эрли, расположенный на вершине ледника Скотта. Этот одиночный вулкан — самый южный вулкан земного шара.

Антарктический полуостров. Слабо недосыщенные кремнеземом базальты обнаружены на о. Джемса Росса у северного побережья Антарктического полуострова. Эти базальты перекрываются слоями конгломератов плиоценового возраста, содержащими фауну пектенов. Местами вулканиты залегают также на обломочных породах, коррелируемых с нижнемиоценовыми осадками о. Симор, где обнаружен богатый флористический и фаунистический комплекс (сформировавшийся в условиях теплого палеоклимата).

Третичное и четвертичное оледенение. Начало оледенения. Представляется несомненным, что оледенение в Антарктиде началось до наступления четвертичного периода. Самыми ранними признаками начала этого процесса являются кварцевые зерна, обнаруженные в колонках глубоководных осадков Южного океана. Считается, что они имеют ледниковое происхождение. Возраст этого материала определен как эоценовый и олигоценовый; он поступал, скорее всего, с плавающих льдов. Это отнюдь не значит, что ледниковый покров в то время занимал весь континент. Вероятность континентального оледенения подтверждается также при изучении тиллитов, переслаивающихся с вулканитами гор Джонса, возраст которых по данным изотопного метода составляет 7 млн. лет.

Осцилляции. Данные об осцилляциях, отмеченных в развитии ледяного покрова, были получены при изучении свободных от льда долин Тейлор, Райт и Виктория в районе зал. Мак-Мердо. Эти своеобразные долины, когда-то заполненные льдами, спускавшимися с полярного плато, и сейчас на своих склонах имеют изолированные ледники альпийского типа. По развитым там моренным отложениям устанавливается, что ледяной щит Восточной Антарктиды перекрывал их по меньшей мере 5 раз; при этом, согласно данным абсолютного возраста, *впервые воздействие ледника сказалось на их рельефе* более чем 4 млн. лет назад. Кроме того, установлено, что шельфовый ледник Росса в далеком прошлом неоднократно покоился на морском дне, вследствие чего льды оттеснялись в долины. В результате этого процесса озера оказа-

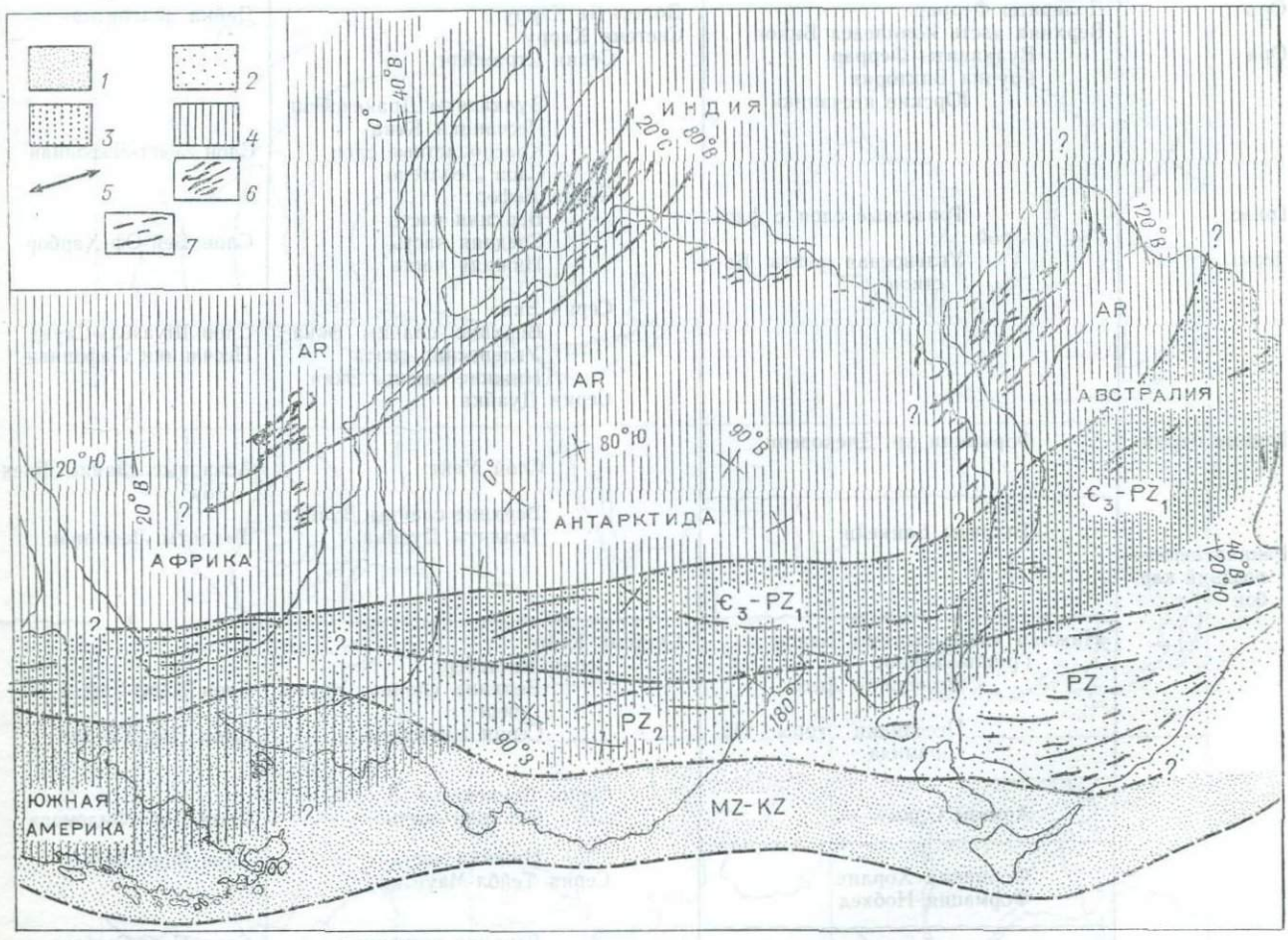


Рис. 5. Расположение структурных поясов Антарктиды относительно примыкающих континентов, составлявших материк Гондвану.
1 — мезозойские и кайнозойские складчатые области; *2* — позднепалеозойские складчатые области; *3* — позднедокембрийские и раннепалеозойские складчатые области; *4* — слабо дислоцированные архейские образования; *5* — основные направления палеотектонических структур в пределах архейского щита; *6* — основные складчатые пояса в области развития архейских пород; *7* — генерализованные направления складчатых поясов.

лись преграждёнными ледяными плотинами. Следы древних береговых линий сохранились доныне на склонах долин. Ледниковые отложения в центральной части Трансантарктических гор фиксируют периоды более высокого стояния ледникового покрова, что также было обусловлено залеганием на морском дне шельфового ледника Росса.

Бóльшая часть ледяного щита Западной Антарктиды залегает на коренных породах, расположенных значительно ниже уровня океана. Согласно теоретическим расчетам, если бы вся эта масса льда поступила в океан, его уровень значительно повысился бы за сравнительно короткий срок. Однако имеющихся данных еще недостаточно для окончательного подтверждения (либо опровержения) этой гипотезы.

Положение Антарктиды в пределах Гондваны

Если на основе современных данных попытаться представить, какой была Антарктида в прошлом, окажется, что в третичный период этот материк имел в общем ту же структуру, что и в наши дни, причем базальтовые вулканы прослеживались вдоль Тихоокеанского побережья. Батолиты мелового возраста были приурочены к тихоокеанской окраине Западной Антарктиды; им предшествовали экструзии известково-щелочных вулканитов юрского периода. В течение всего этого времени в морских бассейнах, окружавших Антарктический полуостров, накапливались осадки. По-видимому, одновременно с этим блоки, слагающие Западную Антарктиду, откололись от кратона и заняли свое современное положение. На месте котловины,

ТАБЛИЦА 4

Стратиграфическая корреляция Восточной Антарктиды, Южной Африки и Фолклендских островов

Возраст	Восточная Антарктида (по Г. Харрингтону)	Южная Африка (по данным А. Дю Тойта, 1954 г.)	Фолклендские острова (по Р. Эйди, 1963 г., с изменениями)
Юра	Долериты Феррар	Долериты Карру	Дайки долеритов
	Верхняя часть комплекса Бикон	Система Карру	
Юра	Вулканиты Феррар	Серия Стромберг	
	Группа Виктория		
	Юрские песчаники	Вулканиты Дракенсберг	
		Песчаники Кейв	
		Красноцветные слои	*Слои Уэст-Лафониан*
		Слои Леолтено	
		Серия Бофорт	
Триас	Триасовые слои с флорой	Верхняя часть	
		Средняя часть	Слои Бей-Оф-Харбор
Пермь	Угленосная свита Бастион	Нижняя часть	
		Серия Экка	
		Верхние сланцы Экка	Слои Шуазёль-Саунд
		Угленосная свита	Песчаники Лафониан
		Нижние сланцы Экка	
		Серия Дуайка	
Ранняя пермь	Формация хр. Дисковери		
		Слой Уайт	Аспидные сланцы Блек-Рок
		Верхние сланцы Дуайка	
	Тиллиты Баккейн	*Тиллиты Дуайка*	*Тиллиты Лафониан*
Ранняя пермь—поздний карбон			
			?
	Нижняя часть системы Бикон	Система Кейп	
	Группа Тейлор	*Серия Уиттеберг*	
	Песчаники Ацтек	Верхние сланцы Уиттеберг	Слои Блаф-Коф
	Песчаники горы Пирамида	*Серия Уиттеберг*	*Слои Порт Стенли*
		Серия Боккевельд	
	Аркозы Один	Верхняя часть	Слои Порт-Филомела
		Нижняя часть	*Слои Фокс-Бей*
	Формация Хорлик	Серия Тейбл-Маунтин	
	Формация Нобхед		
		Верхние песчаники	Слои Порт-Стефанс
		Верхние сланцы	
	Субграувакки Бореас (тиллоиды Бореас)	*Зона оледенения*	
		Нижние песчаники	
		Нижние сланцы	

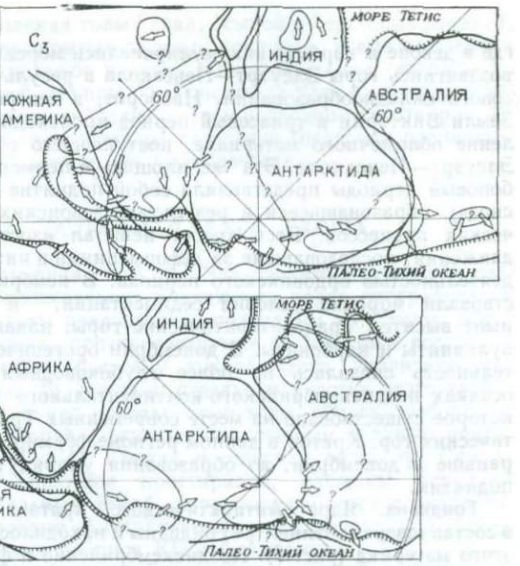
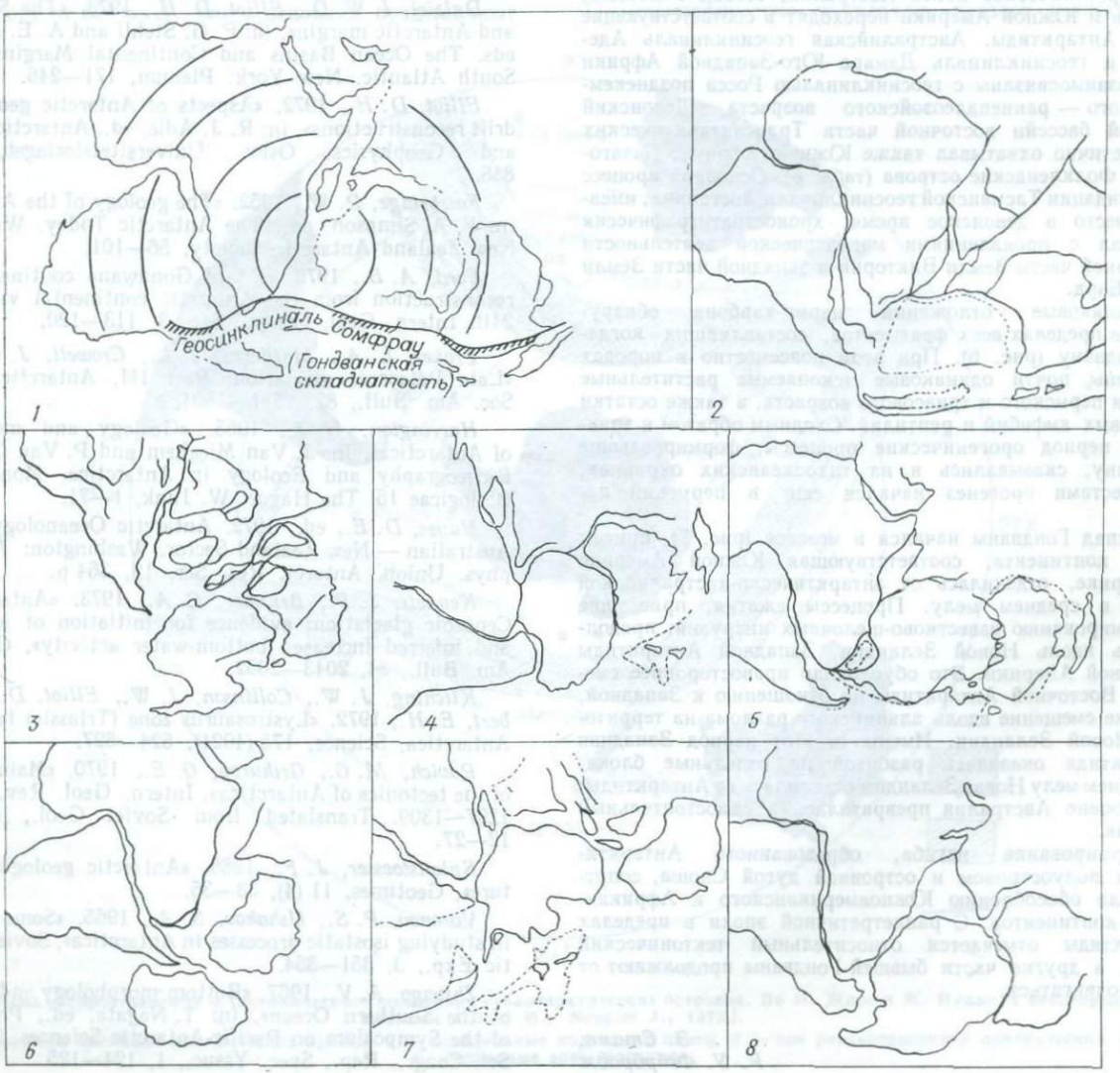


Рис. 6. Положение Антарктиды в позднекаменноугольную и раннепермскую эпохи, показаны траектории миграции полюса и направления движения льда [Crowell J. C., Frakes L. A., 1972].

Рис. 7. Сопоставление некоторых моделей Гондваны [Ford A. B., 1972] по данным разных авторов.

1 — А. Дю Тойт (1937 г.), *2* — Э. Арганд (1924 г.), *3* — Р. Дж. Хэрли, Дж. Р. Рэнд (1969 г.), *4* — Дж. Н. Шоиф (1970 г.), *5* — А. Смит, А. Хэллем (1970 г.), *6* — К. М. Креер (1967 г.), *7* — Р. В. Мелвилл (1966 г.), *8* — Дж. Дж. Виверс и др. (1971 г.).



где в девоне и карбоне аккумулировались морские осадки, воздвиглись горы Элсуэрт—Пенсакола в результате триасового складкообразования. Наоборот, в северной части Земли Виктории в триасовый период происходило накопление обломочного материала, поступавшего с поднятия Элсуэрт—Пенсакола. Эта же площадь в пермский и карбоновый периоды представляла собой поднятие (источник сноса), образовавшееся в результате девонских орогенических процессов. Весь хребет испытал изостатические движения, последовавшие за деформациями и интрузивной деятельностью ордовикского периода. В кембрии господствовали морские условия седиментации, и там, где ныне высятся Трансантарктические горы, накапливались вулканиты и карбонаты. В докембрии орогеническая деятельность сказалась на более глубоководных морских осадках позднекембрийского континентального поднятия, которое существовало на месте современных Трансантарктических гор. Кратон в данном регионе формировался еще раньше в докембрии, до образования упомянутого выше поднятия.

Гондвана. Ядро Антарктического кратона входило в состав «сверхконтинента» Гондваны и находилось в центре этого материка (рис. 5). Позднекембрийские и фанерозойские орогенические пояса Австралии, Новой Зеландии, Африки и Южной Америки переходят в соответствующие пояса Антарктиды. Австралийская геосинклиналь Аделаида и геосинклиналь Дамара Юго-Западной Африки были взаимосвязаны с геосинклиналью Росса позднекембрийского — раннепалеозойского возраста. Девонский морской бассейн восточной части Трансантарктических гор частично охватывал также Южную Африку, Патагонию и Фолклендские острова (табл. 4). Основной процесс консолидации Тасманской геосинклинали Австралии, имевший место в девонское время, хроностратиграфически совпадал с проявлениями магматической деятельности в северной части Земли Виктории и западной части Земли Мэри Бэрд.

Ледниковые отложения пермо-карбона обнаружены в пределах всех фрагментов, составлявших когда-то Гондвану (рис. 6). При этом повсеместно в породах выявлены почти одинаковые ископаемые растительные остатки пермского и триасового возраста, а также остатки триасовых амфибий и рептилий. Сходным образом в триасовый период орогенические процессы, формировавшие Гондвану, сказывались и на тихоокеанских окраинах, где местами орогенез начался еще в пермский период.

Распад Гондваны начался в мезозое (рис. 7), причем часть континента, соответствующая Южной Америке и Африке, отделилась от антарктическо-австралийской части в среднем мелу. Процессы сжатия, приведшие к формированию известково-щелочных интрузий, продолжались вдоль Новой Зеландии, Западной Антарктиды и Южной Америки. Это обусловило правостороннее смещение Восточной Антарктиды по отношению к Западной, а также смещение вдоль альпийского разлома на территории Новой Зеландии. Именно в этот период Западная Антарктида оказалась разбитой на отдельные блоки. В позднем мелу Новая Зеландия отделилась от Антарктиды, а в эоцене Австралия превратилась в самостоятельный материк.

Формирование изгиба, образованного Антарктическим полуостровом и островной дугой Скоша, сопутствовало обособлению Южноамериканского и Африканского континентов. С раннетретичной эпохи в пределах Антарктиды отмечается относительный тектонический покой, а другие части бывшей Гондваны продолжают от нее отодвигаться.

Э. Стамп,
Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Adie, R. J., ed., 1964. Antarctic Geology. Amsterdam: North-Holland Publ., New York: Wiley—Interscience, 758 p.

Adie, R. J., ed., 1972. Antarctic Geology and Geophysics. Oslo: Universitetsforlaget (Symp. Antarctic Geol. Solid Earth Geophys., 1970), Int. Union Geol. Sci., Ser. B, 1, 876 p.

Bentley, C. R., 1965. «The land beneath the ice», in: T. Hatherton, ed., Antarctica. New York: Praeger, 259—277.

Bentley, C. R., Clough, J. W., 1972. «Antarctic subglacial structure from seismic refraction measurements», in: R. J. Adie, ed., Antarctic Geology and Geophysics. Oslo: Universitetsforlaget, 683—691.

Crawford, A. R., Campbell, K. S. W., 1973. «Large-scale horizontal displacement within Australo-Antarctica in the Ordovician», Nature, Phys. Sci., 241 (105), 11—14.

Crowell, J. C., Frakes, L. A., 1972. «Ancient Gondwana glaciations», Second Gondwana Symp., Proc. Pap., 469—476.

Dalziel, I. W. D., Elliot, D. H., 1973. «The Scotia Arc and Antarctic margin», in: F. G. Stehli and A. E. M. Nairn, eds. The Ocean Basins and Continental Margins: I, The South Atlantic. New York: Plenum, 171—246.

Elliot, D. H., 1972. «Aspects of Antarctic geology and drift reconstructions», in: R. J. Adie, ed., Antarctic Geology and Geophysics. Oslo: Universitetsforlaget, 849—858.

Fairbridge, R. W., 1952. «The geology of the Antarctic», in: F. A. Simpson, ed., The Antarctic Today. Wellington: New Zealand Antarctic Society, 56—101.

Ford, A. B., 1972. «Fit of Gondwana continents; drift reconstruction from the Antarctic continental viewpoint», 24th Intern. Geol. Congr., Sec. 3, 113—120.

Frakes, L. A., Matthews, J. L., Crowell, J. C., 1971. «Late Paleozoic glaciation: Part III, Antarctica», Geol. Soc. Am. Bull., 82, 1581—1604.

Harrington, H. J., 1965. «Geology and morphology of Antarctica», in: J. Van Mieghem and P. Van Oye, eds., Biogeography and Ecology in Antarctica. Monographiae Biologicae 15. The Hague: W. Junk, 1—71.

Hayes, D. E., ed., 1972. Antarctic Oceanology II: The Australian — New Zealand Sector. Washington: Am. Geophys. Union, Antarct. Res. Ser. 19, 364 p.

Kennett, J. P., Brunner, C. A., 1973. «Antarctic late Cenozoic glaciation: evidence for initiation of ice rafting and inferred increased bottom-water activity», Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2043—2052.

Kitching, J. W., Collinson, J. W., Elliot, D. H., Colbert, E. H., 1972. «Lystrosaurus zone (Triassic) fauna from Antarctica, Science, 175 (4021), 524—527.

Ravich, M. G., Grikurov, G. E., 1970. «Main features of the tectonics of Antarctica», Intern. Geol. Rev., 12 (11), 1297—1309. Translated from Soviet Geol., 1970 (1), 12—27.

Splettstoesser, J. F., 1966. «Antarctic geological literature», Geotimes, 11 (4), 33—35.

Voronov, P. S., Ushakov, S. A., 1965. «Some problems in studying isostatic processes in Antarctica», Soviet Antarctic Exp., 3, 351—354.

Zhivago, A. V., 1967. «Bottom morphology and tectonics of the Southern Ocean», in: T. Nagata, ed., Proceedings of the Symposium on Pacific-Antarctic Sciences. 11th Pac. Sci. Congr., Rep., Spec. Yssuc., 1, 124—125.

СУБАНТАРКТИЧЕСКИЕ ОСТРОВА

Все субантарктические острова расположены к югу от 35° ю. ш. (широта м. Доброй Надежды) и удалены на значительное расстояние от континентальных коровых масс. Их можно подразделить на четыре группы: 1) острова, находящиеся на подводном хр. Скоша, соединяющем Южную Америку с Антарктическим полуостровом (так называемая островная дуга Скоша); 2) острова, венчающие сейсмически активные подводные хребты южной части Атлантического, Индийского и Тихого океанов; 3) острова, приуроченные к асейсмичным плато в южной части Индийского и Тихого океанов, и 4) острова континентального шельфа Антарктиды (рис. 1).

Почти все субантарктические острова характеризуются плохими климатическими условиями, хотя климат в пределах территории их распространения довольно разнообразный и варьирует от умеренного морского (на более северных островах) до полярного морского на островах, расположенных ближе к Антарктическому материку.

Растительность скудная и весьма своеобразная; например, на островах, лежащих между 40 и 50° ю. ш., произрастают *Acaena ascendens*, *Springlea antiscorbutica*, *Poa cooki*, *Azorella selago*. Что же касается островов, находящихся к югу от 50° ю. ш., они в основном представляют собой скопления голых скал, осыпей и береговых отмелей, частично прикрытых ледяным покровом; время от времени ледники сползают в океан. Лишь на самом северном из описываемой группы о. Тристан-да-Кунья, расположенном на Срединно-Атлантическом подводном хребте (рис. 1), есть какое-то постоянное население (персонал различных научных баз нами не учитывается).

ОСТРОВНАЯ ДУГА СКОША

Южноамериканский и Западноантарктический сегменты Тихоокеанского подвижного пояса орографически взаимосвязаны прерывистым подводным хр. Скоша, образующим петлю, протягивающуюся на 1500 км в восточном направлении, к бассейну южной части Атлантического океана (рис. 2). Местами отдельные участки этого хребта поднимаются над поверхностью воды, образуя небольшие скальные острова, скрытые под мощным ледяным покровом (рис. 2 и 4). Южная и северная ветви хр. Скоша, имеющие широтное простирание, сложены породами континентальных фаций, коррелирующимися с аналогичными породами Антарктического полуострова, а также самых южных районов Южной Америки.

В пределах островной дуги Скоша могут быть выделены: 1) метаморфические комплексы, возраст которых, по-

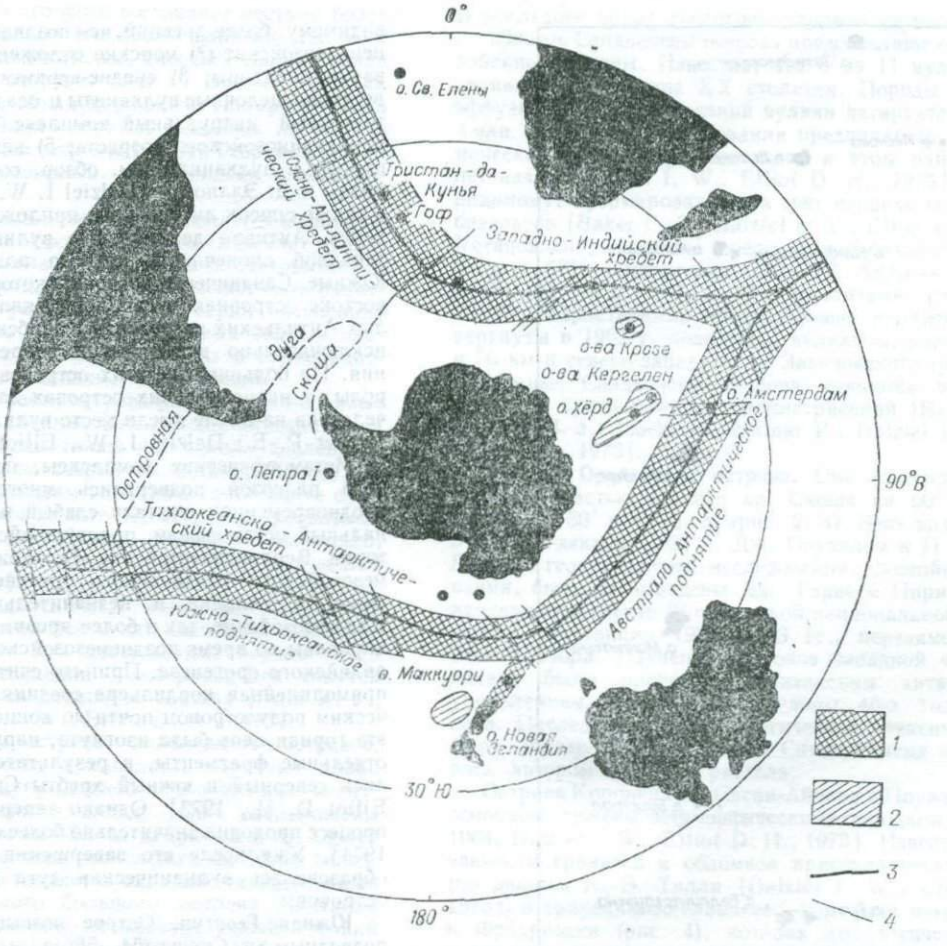


Рис. 1. Схема распространения и тектонического положения субантарктических островов. По М. Жиро и Ж. Нужье, с некоторыми изменениями [Girod M., Nougier J., 1972].

1 — сейсмически активные океанические хребты; *2* — асейсмичные подводные плато; *3* — оси раздвигающихся океанических хребтов; *4* — основные зоны разломов.

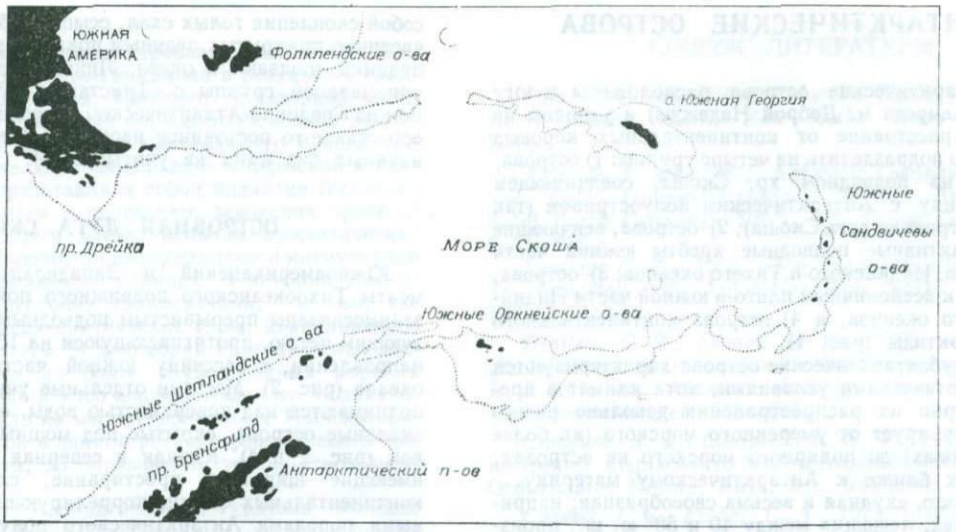


Рис. 2. Островная дуга Скоша.

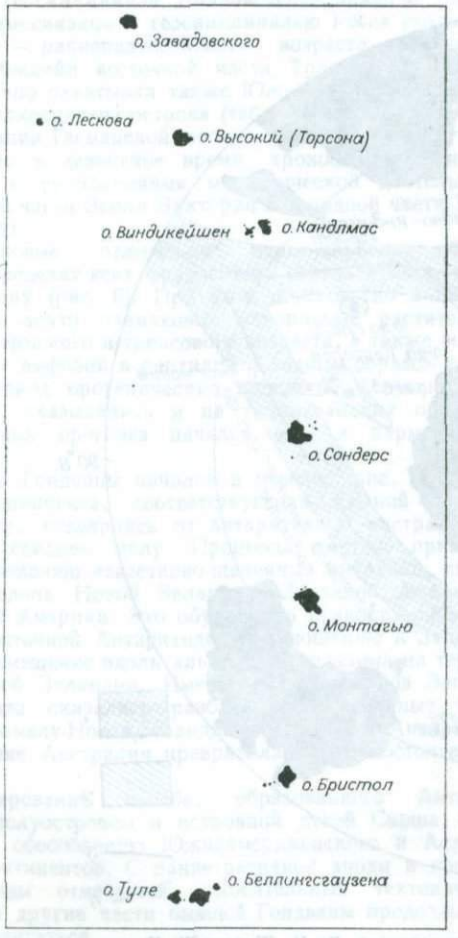


Рис. 3. Южные Сандвичевы острова, по С. Кемпу и П. Нельсону, 1931 г. [Adie R. J., 1964].

видимому, более древний, чем позднепалеозойский; 2) верхнепалеозойские (?) морские отложения, в основном граувакки и сланцы; 3) средне-верхнеюрские и меловые известково-щелочные вулканиты и осадочные породы; 4) батолитовый интрузивный комплекс позднемезозойского—раннекайнозойского возраста; 5) кайнозойские осадочные породы и вулканиты (см. обзор, составленный А. Дальцилем и Д. Эллиотом [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973], а также список литературы, приложенный к данному разделу). Активно действующие вулканы расположены на западной оконечности южного подводного хр. Скоша. Южные Сандвичевы острова, которыми замыкается на востоке островная дуга Скоша, являются аналогами Малых Антильских островов в Карибском море; они сложены исключительно вулканитами современного происхождения. На большинстве этих островов есть активные фумаролы, а на нескольких островах за время существования человека на Земле имели место вулканические извержения [Baker P. E.; Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973].

Метаморфические комплексы, по-видимому, до позднего палеозоя подверглись многофазовой деформации и одновременнои спытали слабый или умеренный региональный метаморфизм, проявившийся на обширной территории. Верхнепалеозойские (?) отложения в период раннемезозойского гондванского орогенеза были интенсивно смяты в складки и незначительно метаморфизованы. Как мезозойские, так и более древние породы были дислоцированы во время позднемезозойского — раннетретичного андийского орогенеза. Принято считать, что относительно прямолинейная кордильера соединяла Анды с Антарктическим полуостровом почти до конца мезозоя. В кайнозое эта горная цепь была изогнута, нарушена и расколота на отдельные фрагменты, в результате чего и сформировались северный и южный хребты Скоша [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973]. Однако теперь полагают, что этот процесс проходил значительно более сложно [Dalziel I. W., 1974]. Уже после его завершения в позднем кайнозое образовалась вулканическая дуга Южных Сандвичевых островов.

Южная Георгия. Остров возвышается над северным подводным хр. Скоша (54—55° ю. ш., 36—38° з. д.). Длина его превышает 170 км; ширина в среднем менее 32 км. Остров вытянут в субширотном (запад-северо-западном и восток-юго-восточном) направлении и увенчан горным

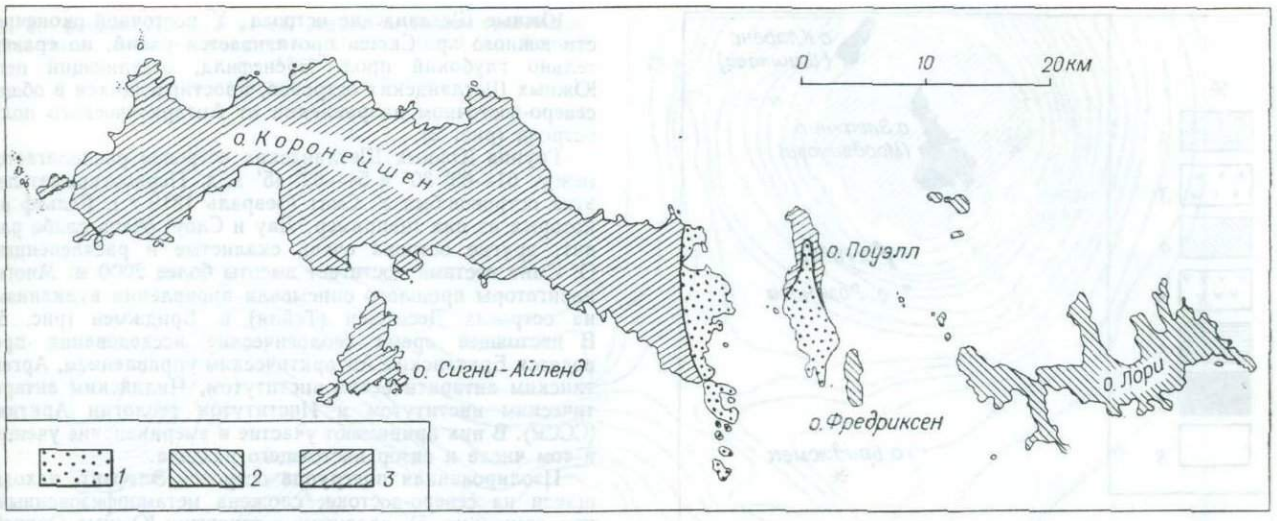


Рис. 4. Геологическое строение Южных Оркнейских островов, по И. В. Дальциелу, 1971 г. [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973].
1 — конгломераты; *2* — граувакково-сланцевая формация; *3* — метаморфический комплекс; жирные короткие линии — дайки диабаза.

хр. Аллардайс, высота которого составляет местами более 2800 м. Первым ступил на его землю капитан Дж. Кук (1775 г.). Первым исследователем, внесшим важный вклад в изучение геологии острова, стал Г. Вилль, участник немецкой экспедиции Международного Полярного года (1882—1883 гг.). Г. Вилль обратил внимание на то, что в отличие от большинства островов Южная Георгия в основном сложена не изверженными, а осадочными и метаморфическими породами.

Бóльшая часть Южной Георгии подстилается осадочной серией Камберленд-Бей, сформировавшейся за счет вулканогенных пород и переслаивающейся со спилитовыми лавами. Возраст этих пород, скорее всего, может быть раннемеловым. Отложения указанной выше серии интенсивно смяты в складки вдоль осей, параллельных общему простиранию Южной Георгии, и опрокинуты в субмеридиональном (север-северо-западном) направлении.

В северо-восточной части острова развиты обогащенные кварцем граувакки и сланцы. Эти породы объединяются в серию Сандебагтен, они также интенсивно дислоцированы, но практически не затронуты метаморфизмом. По литологическим особенностям их можно сопоставить с отложениями позднепалеозойского (?) возраста, развитыми в пределах островной дуги Скоша. Однако, скорее всего, это фациальные аналоги пород серии Камберленд-Бей [Dalziel I. W., 1974].

Интрузивный («андийский»?) комплекс прорывает породы серии Камберленд-Бей в юго-восточной оконечности острова. При этом как изверженные породы этого комплекса, так и отложения Камберленд-Бей секутся посторогенными дайками основного состава [Adie R. J., Trendall A. F.; Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973].

Южные Сандвичевы острова. Одиннадцать островов, входящих в состав этого архипелага, образуют слабо изогнутую островную дугу (длиной около 300 км), вогнутость которой обращена к западу. Они расположены между 56—59° ю. ш. и 26—28° з. д. (рис. 2 и 3). Самый маленький островок Лескова расположен на 50 км западнее основной дуги и составляет в окружности всего лишь 2,5 км. Периметр самого большого острова Монтагью равен 40 км, и на этом острове высится самый высокий пик архипелага, — гора Белинда (1395 м). Южные Сандвичевы острова были открыты капитаном Дж. Куком в 1775 г. Первые геологические образцы были отобраны в 1908 г. капитаном К. А. Ларсеном с парохода «Ундина». В последнее время геологию островов изучал П. Бейкер.

Южные Сандвичевы острова представляют собой кайнозойские вулканы. Известно, что 8 из 11 вулканов были активными в течение XX столетия. Породы в основном эффузивные. Самый древний вулкан датируется возрастом 4 млн. лет, хотя есть основания предполагать, что вулканическая деятельность началась в этом районе 8 млн. лет назад [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973]. Лавы, по-видимому, сформировались за счет первичных толеитовых базальтов [Baker P. E., Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973]. Установлено, что лавы представлены базальтами (<54% SiO_2) — 67%, андезитами (54—63% SiO_2) — 28%, дацитами (63—70% SiO_2) — 4%, риолитами (>70% SiO_2) < 1%. Единственные обнаруженные риолиты были извергнуты в 1962 г. подводным вулканом, расположенным в 56 км к северо-западу от о. Завадовского (рис. 3).

Южные Сандвичевы острова являются эпицентрами мелко- и среднефокусных землетрясений [Barazangi M., Dorman H. J.; Isacks B., Molnar P.; Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973].

Южные Оркнейские острова. Они высятся над центральной частью южного хр. Скоша на 60° 40′ ю. ш., между 44° 30′ и 47° з. д. (рис. 2, 4). Этот архипелаг был открыт в декабре 1821 г. Дж. Поуэллом и Н. Палмером. Первые геологические исследования, достойные упоминания, были произведены Дж. Гарвеем Пири, геологом, входившим в состав Шотландской национальной антарктической экспедиции 1902—1903 гг., перезимовавшей на базе о. Лори. Изучение островов западной части архипелага было проведено Британским антарктическим управлением, начиная с середины 40-х годов нашего века. Последнее время геологическое изучение островов Лори, Фредриксен, Поуэлл и Сигни-Айленд осуществлялось автором данного раздела.

Острова Коронейшен, Сигни-Айленд и Поуэлл (рис. 4) в основном сложены метаморфическими породами [Adie R.J., 1964; Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973]. Известно о встречаемости гранатов и обломков кристаллических сланцев (по данным К. Э. Тилли [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973]) в граувакково-сланцевой формации островов Лори и Фредриксен (рис. 4), которая литологически сходна с верхнепалеозойскими (?) отложениями других островов района островной дуги Скоша. Поэтому метаморфические породы относят к допозднепалеозойскому комплексу «фундамента». Ненарушенные конгломераты, возраст ко-

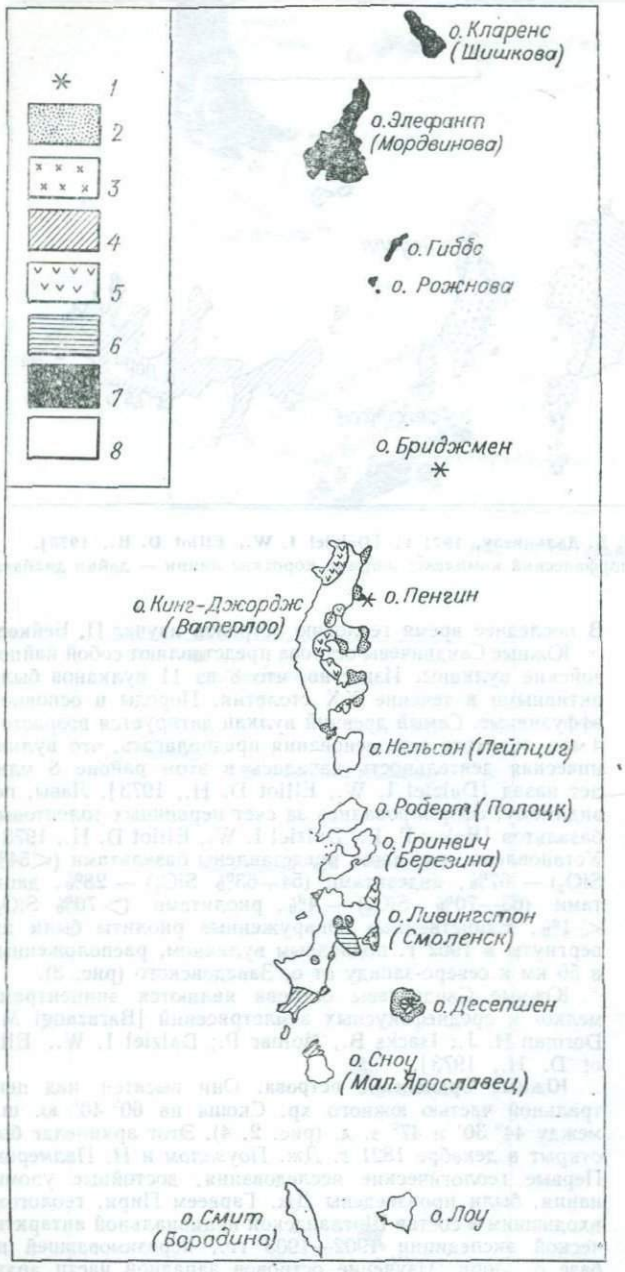


Рис. 5. Геология Южных Шетландских островов, по Р. Дж. Ади [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973].

1 — современные вулканы; *2* — кайнозойские осадочные и вулканогенные породы; *3* — андийские интрузии; *4* — позднеюрские — меловые осадочные и вулканогенные породы; *5* — юрские вулканиты; *6* — верхнепалеозойские отложения; *7* — метаморфический комплекс фундамента; *8* — неизученные или покрытые льдом области.

торых принято считать меловым, несогласно перекрывают метаморфиты и отложения граувакково-сланцевой формации [Adie R. J., 1964].

Посттектонические дайки основного состава, возраст которых не установлен, секут комплекс пород фундамента на о. Коронейшен (см. рис. 4). По некоторым сообщениям, они обнаружены и среди конгломератов [Adie R. J., 1972].

Южные Шетландские острова. У восточной оконечности южного хр. Скоша протягивается узкий, но сравнительно глубокий прол. Бренсфилд, отделяющий цепь Южных Шетландских островов, простирающихся в общем северо-восточном направлении от Антарктического полуострова (рис. 2).

Группа Южных Шетландских островов располагается между 61—63° 30′ и 54—62° 45′ з. д. Первооткрывателем этих островов был У. Смит (февраль 1819 г.). Рельеф некоторых из них (например, Лау и Сноу) очень слабо развит, другие острова очень скалистые и расчлененные. О. Смит местами достигает высоты более 2000 м. Многие навигаторы прошлого описывали проявления вулканизма на островах Десепшен (Тейля) и Бриджмен (рис. 5). В настоящее время геологические исследования проводятся Британским Антарктическим управлением, Аргентинским антарктическим институтом, Чилийским антарктическим институтом и Институтом геологии Арктики (СССР). В них принимают участие и американские ученые, в том числе и автор настоящего раздела.

Изолированная подгруппа островов Элефант, находящаяся на северо-востоке, сложена метаморфизованными породами (рис. 5), сходными с таковыми Южных Оркнейских островов [Tyrrell I. B., Dalziel I. W.; Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973]. Кроме того, на о. Гибс (Рожнова) представлен дунито-серпентинитовый комплекс. Возраст метаморфитов точно не установлен; по-видимому, он аналогичен возрасту пород Южных Оркнейских островов, т. е. допозднепалеозойский [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973], а может быть, даже и докембрийский [Adie R. J., 1972].

Породы, литологически сходные с верхнепалеозойскими (?) осадочными породами описываемого района, развиты на о. Ливингстон (Смоленск), который по площади занимает второе место в этом архипелаге. Эти породы также почти не были затронуты метаморфизмом, но сильно деформированы в результате интенсивной складчатости (оси складок ориентированы по простиранию цепи Южных Шетландских островов), имевшей место, по всей вероятности, в раннем мезозое [Adie R. J., 1972].

Осадочные и вулканические породы позднеюрского и мелового возраста развиты на островах Ливингстон (Смоленск) [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973], Сноу, а также на о. Кинг-Джордж (Ватерлоо), занимающем первое место по площади в рассматриваемом архипелаге.

В пределах этой островной группы представлены небольшие интрузии гранитов «андийского» возраста. Здесь в кайнозое была широко развита вулканическая деятельность, в результате которой сформировались породы среднещелочного типа. Извержения сходного состава имели место в 1967, 1969 и 1970 гг. после сравнительно длительного периода покоя (Baker P. E. e. a., Baker P. E., Mc Reath I., Schultz L. G., Gonzàlez-Ferran E. e. a., Orheim O. [Dalziel I. W., Elliot D. H., 1973]).

ОСТРОВА, РАСПОЛОЖЕННЫЕ НА СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ

Все острова этой субантарктической группы (кроме одного) расположены на срединно-океанических хребтах (рис. 1), характеризующихся развитием стрессов растяжения и нормальных сбросов. Исключение составляет о. Маккуори, венчающий подводный хребет сложного строения, который соединяет Новую Зеландию с Тихоокеанско-Антарктическим срединно-океаническим хребтом. При этом остров приурочен к тому участку хребта, где растягивающая компонента перпендикулярна к его основному простиранию [Hayes D. E. e. a. в сб. Adie R. J., 1972]. Поэтому не приходится удивляться, что все острова

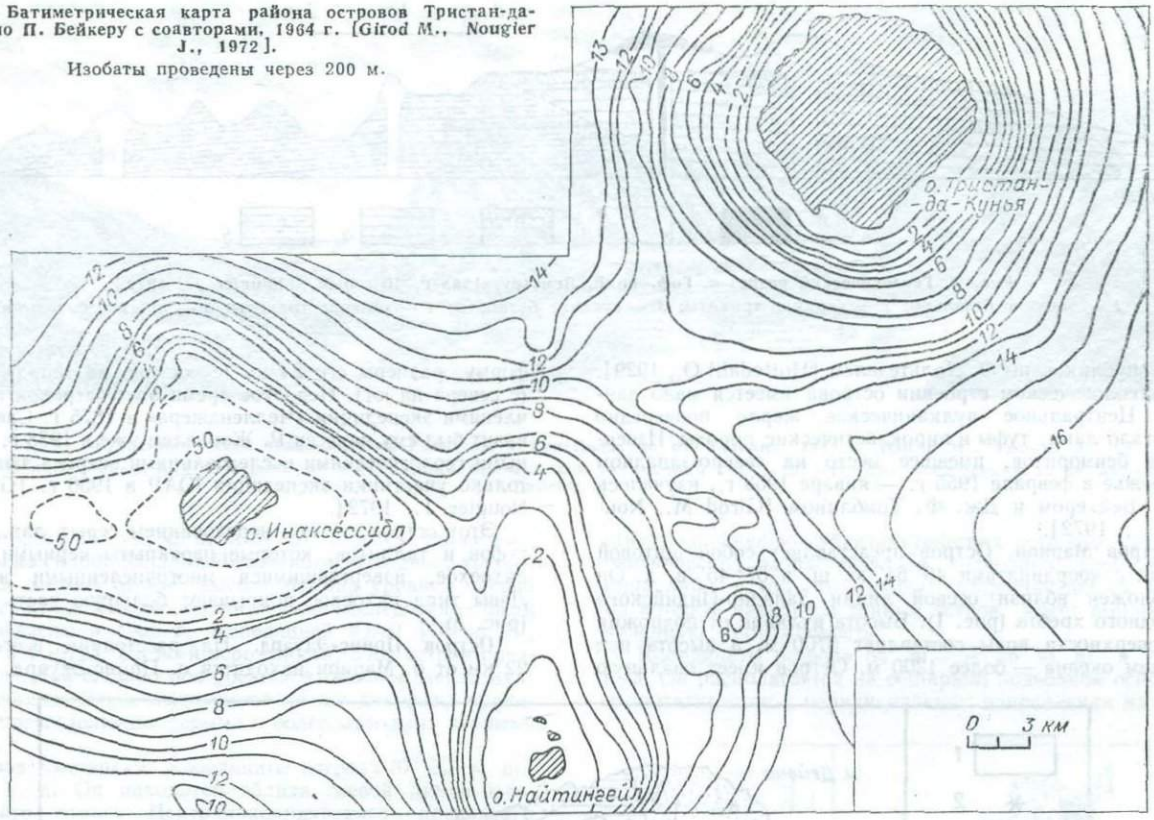


Рис. 6. Батиметрическая карта района островов Тристан-да-Кунья, по П. Бейкеру с соавторами, 1964 г. [Girod M., Nougier J., 1972].

Изобаты проведены через 200 м.

этой группы почти исключительно сложены вулканическими породами кайнозойского возраста.

Группа островов Тристан-да-Кунья. Хорошо известно, что Тристан-да-Кунья — это единственный обитаемый субантарктический остров (участники научно-исследовательских экспедиций, живущие на специальных базах, в расчет не принимаются). На о. Тристан-да-Кунья имеется пос. Эдинбург. Остров расположен на самом восточном крае Срединно-Атлантического хребта, имеет координаты 37° 05′ ю. ш. и 12° 17′ з. д. Эта островная группа была открыта португальским адмиралом Тристан-да-Куньей в 1506 г. Главный остров группы с диаметром 12 км представляет собой почти правильный вулканический конус, высота которого достигает 2060 м над уровнем океана, в то время как высота самого подводного Срединно-Атлантического хребта составляет 3700 м (рис. 6). Острова Инаксессибл и Найтингейл значительно меньших размеров; площадь первого составляет 4,8×4 км при высоте *почти 600 м; площадь второго островка* 2,5 км², *а высота* 400 м. В настоящее время эти вулканы бездействуют.

Отдельные образцы пород были собраны разными экспедициями, в том числе «Челленджера» (1885 г.), «Одина» (1904 г.) и «Квеста» (1921—1922 гг.). Первые систематизированные геологические исследования были проведены Дж. К. Данне, членом Норвежской Антарктической экспедиции в 1937—1938 гг. *После извержения*, в результате которого обитатели острова были вынуждены временно покинуть его (1961 г.), Лондонское Королевское общество организовало экспедицию, которая детально изучала эту островную группу в течение 1962 г. (Baker P. E. e. a., 1964, см. в работе [Girod M., Nougier J., 1972]).

Главный остров архипелага (Тристан-да-Кунья) сложен почти горизонтально залегающими базальтовыми лавовыми потоками, переслаивающимися с красными туфами, причем содержание пирокластических пород понижается по направлению к периферии от основного жерла, где отмечено первичное падение от центра вулкана. Здесь развиты погребенные паразитические конусы, а также дайки. Сходное строение имеет о. Инаксессибл, но там в большем количестве представлены небольшие интрузивы. О. Найтингейл сложен потоками порфировых трахитов и интрузивными телами, прорывающими желтые вулканические пеплы и агломераты.

Остров Гоф (б. Гонсало-Альварес). Это еще один остров, расположенный на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта (рис. 1). Координаты острова 40° 19′ ю. ш. и 9° 56′ з. д., площадь 14×6 км. Остров скалистый, с глубоко расчлененным рельефом; здесь возвышаются две горы высотой около 900 м. Первооткрыватель острова — португальский мореплаватель Гонсало-Альварес (1506 г.). В 1731 г. остров заново был открыт Д. И. Гофом, находившимся на борту «Ричмонда».

На этом острове можно проследить пять фаз вулканизма (*рис. 7*), *которым соответствуют следующие серии вулканических* пород (от наиболее древних до самых молодых): 1) базальтовые лавы в восточной части острова (нижние базальты), 2) трахитовые лавы на западе острова (нижние трахиты), 3) базальтовые лавы (средние базальты), 4) трахитовые купола (верхние трахиты), 5) современные базальтовые лавы (верхние базальты).

О. Буве (*широко известен также как о. Буветойя*). Это уплощенный стратовулкан (54° 26′ ю. ш. и 3° 24′ в. д.), возвышающийся над южной оконечностью Срединно-Атлантического хребта (рис. 1). Размеры его 9,5 км (с востока на запад) и 7 км (с севера на юг). Остров увенчан покрытым ледником плато, высота которого составляет 935 м. Хотя первоначально этот островок был открыт французским мореплавателем Ж. Буве де Лозье, точное его местоположение было установлено лишь в 1898 г. кораблем «Вальдивия», а первые данные о геологии острова

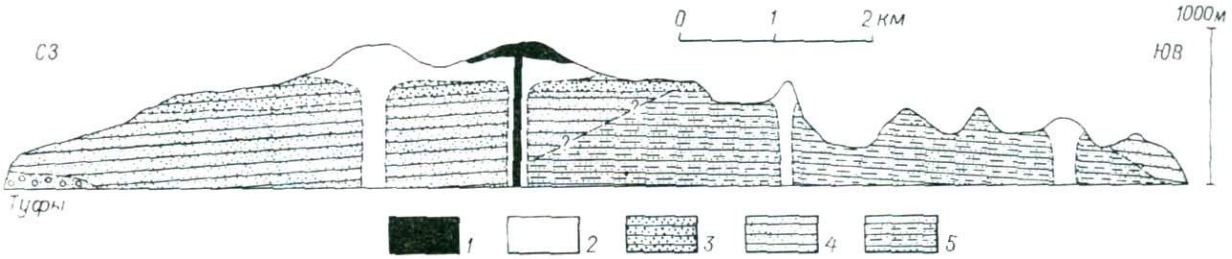


Рис. 7. Геологический разрез о. Гоф, по Р. Леметру, 1968 г. [Girod M., Nougier J., 1972].
1 — верхние базальты; 2 — верхние трахиты; 3 — средние базальты; 4 — нижние трахиты; 5 — нижние базальты.

были опубликованы О. Хольтедалем [Holtedahl O., 1929].

О геологическом строении острова имеется мало данных. Центральное вулканическое жерло поочередно извергало лавы, туфы и пирокластические породы. Извержение бенморитов, имевшее место на северо-западном побережье в феврале 1955 г. — январе 1958 г., изучалось П. Э. Бейкером и Дж. Ф. Томблином [Girod M., Nougier J., 1972].

Остров Марион. Остров представляет собой щитовой вулкан с координатами 46° 54′ ю. ш. и 37° 45′ в. д. Он расположен вблизи осевой линии Западно-Индийского подводного хребта (рис. 1). Высота вулкана от подножия до поверхности воды составляет 3700 м, а высота над уровнем океана — более 1200 м. Остров имеет овальную форму, размеры его 24 км (с востока на запад) и 16 км (с севера на юг). Недолгое время этот островок изучался членами экспедиции «Челленджера» в 1875 г. Следующий визит был ему нанесен Р. Жаннелем уже в 1938 г. Детальными геологическими исследованиями острова занимались только участники экспедиции ЮАР в 1956 г. [Girod M., Nougier J., 1972].

Этот остров сложен чередованием серых лав, желтых туфов и тиллитов, которые перекрыты черными лавами пахоехое, извергавшимися многочисленными жерлами. Лавы типа пахоехое покрывают большую часть острова (рис. 8).

Остров Принс-Эдуард. На расстоянии всего лишь 22 км от о. Марион находится о. Принс-Эдуард, коорди-

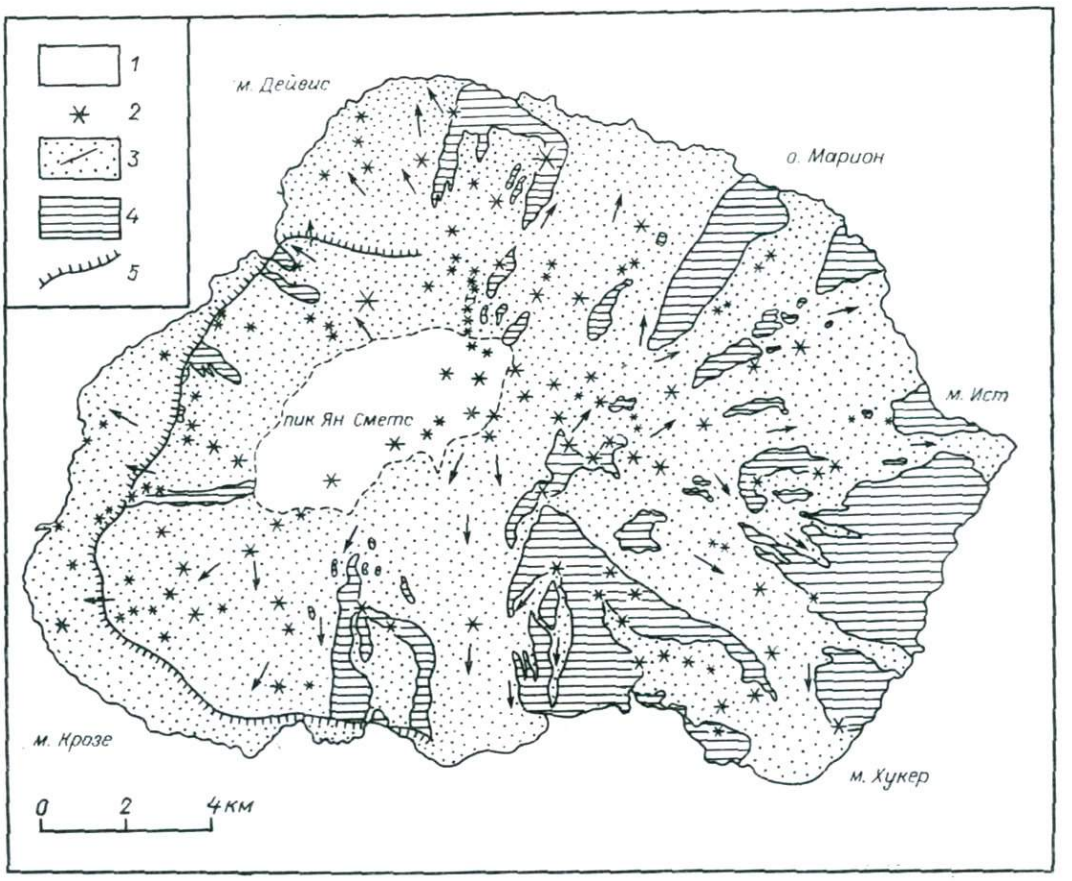


Рис. 8. Геологическая карта о. Марион, по У. Ферворду и О. Лангенеггеру, 1967 г. [Girod M., Nougier J., 1972].
1 — снежная шапка; 2 — шлаковые конусы; 3 — более молодые черные лавовые потоки (направления течений лав показаны стрелками); 4 — более древние серые лавы с прослоями туфов; 5 — береговой обрыв.

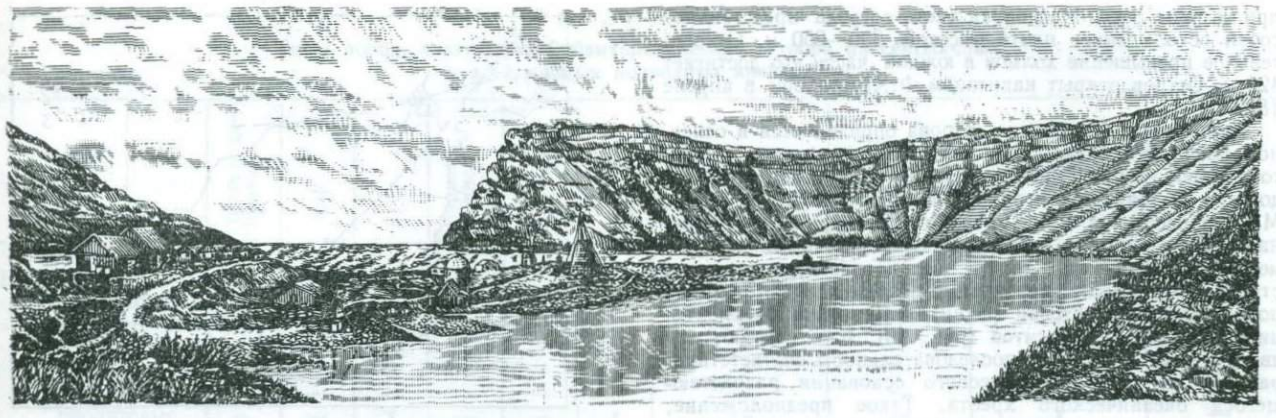


Рис. 9. Внутренняя часть вулканической кальдеры о. Сен-Поль, по Ш. Валейну, 1875 г. [Girod M., Nougier J., 1972].
Видны сооружения, построенные участниками французской экспедиции 1874—1875 гг. для наблюдения за движением Венеры.

наты которого 46° 38′, ю. ш. и 37° 57′ в. д. Он также расположен на склоне Западно-Индийского подводного хребта. Площадь острова 52 км², высота его над уровнем океана достигает 675 м. Первые геологические исследования были там проведены в 1965 г. экспедицией ЮАР [Girod M., Nougier J., 1972]. По всей вероятности, этот остров представляет собой сложно построенное вторичное жерло вулкана Марион. Здесь выделяются те же две фазы вулканизма, представленные серыми и более молодыми черными лавами.

Остров Амстердам. Координаты острова 37° 52′ ю. ш., 77° 30′ в. д. Он находится вблизи осевой линии юго-восточного отрога Центральноиндийского подводного хребта. Остров открыт Себастьяном Делькано, участником экспедиции Магеллана 1522 г. Впервые изучением геологии острова занялись в 1857 г. (австралийская экспедиция на корабле «Новара»), позднее более детально этот вопрос разрабатывала экспедиция «Гаусса» 1901—1903 гг. Стратовулкан, образующий остров, имеет радиальное расположение паразитических конусов относительно центральной группы жерл, а юго-западный склон его нарушен несколькими разломами [Girod M., Nougier J., 1972].

Остров Сен-Поль. Впервые этот остров нанесен на карту в 1559 г. Он расположен в 80 км в югу от о. Амстердам, у 38° 43′ ю. ш. и 77° 30′ в. д. Первоначально площадь острова составляла около 20 км², но теперь она сократилась в связи с тем, что море вторглось в огромный центральный кратер вулканического конуса, высота которого составляет 270 м (рис. 9). Первые геологические исследования острова осуществляли члены экспедиции на корабле «Новара» (1857—1859 гг.), эти изыскания продолжил Шарль Валейн, участник французской экспедиции 1874—1875 гг.

В прошлом на острове отмечалась как эффузивная, так и взрывная вулканическая деятельность. К радиально расходящимся трещинам приурочены небольшие паразитические конусы. Остров сложен маломощными потоками базальтовых лав, туфами и риолитовыми лавами [Girod M., Nougier J., 1972].

Остров Маккуори. Подводный хр. Маккуори соединяет Новую Зеландию с Южно-Тихоокеанским поднятием (рис. 1). О. Маккуори приурочен к небольшой тектонической зоне, где направление основной компоненты стрессов растяжения перпендикулярно к простиранию самой зоны [Adie R. J., 1972]. Эта зона ограничена другими, в пределах которых как растягивающие компоненты, так и направление движения трансформных (поперечных) разломов характерны для всей остальной части хребта. Таким образом, тектоническое положение о. Маккуори соответствует положению субантарктических островов срединно-океанических разрастающихся подводных хребтов. Разница лишь в том, что сегмент разрастающегося хребта, на котором находится данный остров, имеет весьма ограниченную протяженность.

Координаты острова 54° 30′—54° 45′ ю. ш. и 158° 57′ в. д. Он располагается на обширном подводном основании и протягивается в меридиональном направлении на 38 км

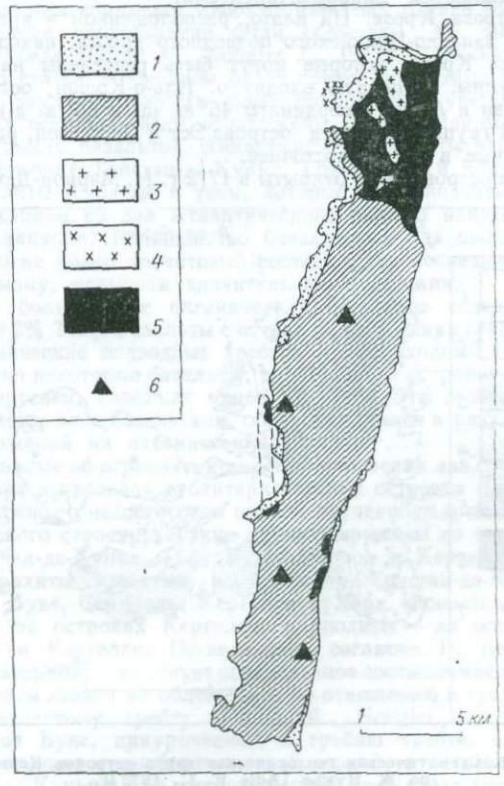


Рис. 10. Геологическая карта о. Маккуори, по Р. Варне и М. Рубенаху.
1 — современные отложения; *2* — группа молодых пород основного состава; *3—4* — группа габбро: *3* — нориты и габбро. *4* — энстатитовые перидотиты; *5* — группа более древних пород основного состава; *6* — пики.

при ширине 5 км. Надводная часть острова представляет собой всхолмленное плато высотой 200—250 м. Относительное превышение холмов в южной части его достигает 425 м. Остров открыт капитаном Ф. Хасселборо в апреле 1810 г.

Геологическое строение острова определяется в основном развитием базальтовых вулканитов, систем долеритовых даек, габбро и массивов серпентинизированных перидотитов (D. Mawson [Girod M., Nougier J., 1972]; R. Varne, M. Rubenach; рис. 10). По мнению Р. Варне и М. Рубеная, верхний слой базальтов, представленных как неметаморфизованными, так и зеленосланцевыми разностями, по-видимому, перекрывает серии даек (сложенных породами амфиболитовой фации), тела габбро и серпентинизированных перидотитов (рис. 10). Как считают эти авторы, отмеченная выше последовательность соответствует разрезу части кристаллического основания разрастающегося океанического хребта. Такое предположение, судя по всему, отвечает тектоническому положению о. Маккуори.

ОСТРОВА, РАСПОЛОЖЕННЫЕ НА АСЕЙСМИЧНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЯХ

Два крупных плато в южной части Индийского океана, расположенные между Западно-Индийским и Центральноиндийским хребтами, поднимаясь над поверхностью моря, образуют островные группы Крозе, Кергелен и Хёрд (рис. 1). Происхождение этих асейсмичных поднятий еще точно не установлено. Возможно, что некоторые из них являются микроконтинентами.

Острова Крозе. На плато, расположенном в краевой части Западно-Индийского подводного хребта, находятся острова Крозе, которые могут быть разделены на две подгруппы. В первую входят о. Иль-о-Кошон, острова Пенгуэн и Апотр (координаты 46° ю. ш. и 50° в. д.). Ко второй группе относятся острова Эст и Поссесьон, расположенные в 16 км восточнее.

Эти острова были открыты в 1772 г. Н. Марион-Дюфре-

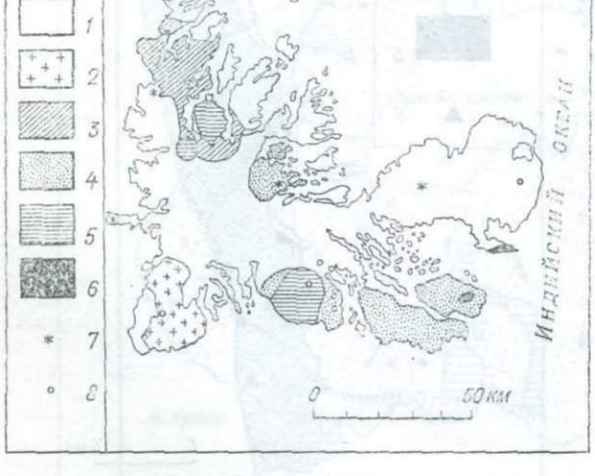


Рис. 11. Схематическая геологическая карта островов Кергелен (по Ж. Нужье [Adie R. J., 1972]).

1 — щелочные базальты; *2* — гипабиссальная интрузия сиенитов; *3* — интрузивный комплекс щелочных трахитов; *4* — интрузивный комплекс трахифонолитов и фонолитов; *5* — плиоценовые стратовулканы; *6* — продукты плиоценового вулканизма — лимбургиты и базаниты; *7* — небольшие интрузивные тела равномернозернистых нефелиновых сиенитов, диоритов и габбро; *8* — конусы четвертичных вулканов.

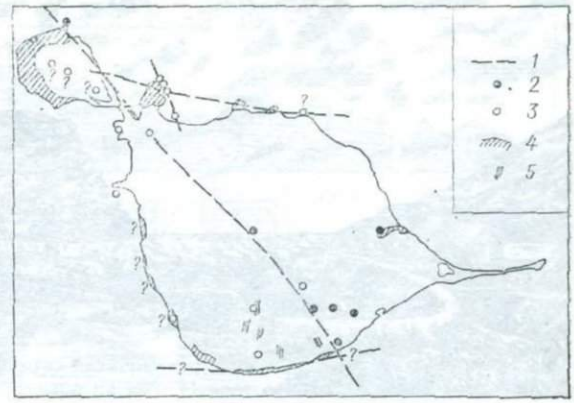


Рис. 12. Основные структурные элементы о. Хёрд, по П. Дж. Стефенсону [Girod M., Nougier J., 1972].

1 — зоны разломов; *2* — вулканические конусы; *3* — эродированные кратеры вулканов; *4* — современные лавовые потоки побережья; *5* — группы даек.

ном. Первый помощник капитана Крозе произвел высадку. В работе М. Жиро и Ж. Нужье [Girod M., Nougier J., 1972] упоминается о том, что первые геологические исследования на этих островах провели участники немецкой экспедиции на корабле «Гаусс» (1901—1902 гг.).

Иль-о-Кошон — это вулканический конус, достигающий высоты 600 м, с сопутствующими шлаковыми конусами в краевых частях острова. Он сложен чередованием лавовых потоков и пирокластических пород. Площадь каждого из двух островов — Поссесьон и Эст — приблизительно составляет 120—130 км². Высота первого достигает 934 м, второго — 1100 м над уровнем океана. Вдоль острова Поссесьон в меридиональном направлении протягивается горный хребет, из вулканов которого извергались базальтовые лавы, образовавшие потоки мощностью 5—20 м. Они прорваны интрузиями монцонитов и сиенитов. Формированию шлаковых конусов, характерных своим красноватым оттенком, предшествовал период погружения. О. Эст представляет собой глубоко расчлененный эрозией щитовой вулкан, сложенный двумя базальтовыми комплексами: нижним, нарушенным дайками, и верхним, перекрытым пирокластическими образованиями и маломощными базальтовыми потоками.

Острова Кергелен. Общая площадь островов Кергелен (координаты 48° 33′ ю. ш., 68° 30′ в. д.) составляет 7000 км² (рис. 11). Этот архипелаг состоит из главного о. Кергелен (характеризующегося очень изрезанной береговой линией) и из более чем 300 небольших островов и островков. Эта группа была открыта мореплавателем Ивом де Кергеленом в 1772 г. В 1929—1931 гг. геология островов изучалась Э. Обером де ля Рю, а затем в 1961 г. — Ж. Нужье.

Вулканический комплекс островов Кергелен образует почти горизонтальное плато, сложенное базальтовыми лавами, общей мощностью более 1000 м. Возраст этих лав раннетретичный — плиоценовый, они излились из нескольких трещин и щитовых вулканов. На севере плато-базальты прорваны интрузиями трахитов и риолитов. В юго-восточной части острова среди базальтов обнаружены покровы, силлы, купола и конусы трахифонолитов и фонолитов. На юго-западе базальты прорваны, приподняты и метаморфизованы сиенитами, слагающими массив общей площадью 350 км². Обнаружены менее значительные выходы базальтов и трахифонолитов — продуктов стратовулканов, нарушенные четвертичными шлаковыми конусами, а также совсем недавними извержениями пемзовых и трахитовых туфов. История развития разрывных нарушений в этом районе — длительная и сложная [Girod M., Nougier J., 1972].

ТАБЛИЦА

Типы пород, слагающих Субантарктические острова на сейсмичных и асейсмичных подводных хребтах *

	Тристан-да-Кунья	Гоф	Буве	Марион, Принс-Эдуард	Амстердам	Сен-Поль	Маккуори	Шозе	Кергелен	Хёрд
Лавы:										
базальтовые	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
среднего состава	x	x	—	?	?	—	x	?	x	?
трахитовые	x	x	x	—	—	—	—	—	x	x
фонолитовые	x	—	—	—	—	—	—	—	x	—
риолитовые	—	—	x	—	—	x	—	—	x	—
Ксенолиты	Габбро	Габбро	—	—	—	—	—	—	Пироксениты, перидотиты	Долериты
Интрузивные породы	—	—	—	—	—	—	Габбро, нориты, эвкриты, аллювалиты, гарцбургиты, дуниты	Монцониты, сиениты, пикриты (?)	Монцониты, микромонцониты, граниты, сиениты	Микромонцониты

* По данным М. Жиро и Ж. Нужье [Girod M., Nougier J., 1972].

Острова Хёрд. Группа островов Хёрд, Шаг и Макдоналд (координаты 52° 05′ ю. ш. и 73° 30′ в. д.) возвышается на подводном плато, соединяющем островную группу Кергелен с Восточной Антарктидой (плато Кергелен—Хёрд). По данным М. Юинга с соавторами, а также И. Шлиха и его сотрудников [Girod M., Nougier J., 1972], плато покрыто осадочным чехлом, мощность которого превышает 2000 м. Высота о. Хёрд составляет 2785 м; это вулкан диаметром 21 км, краевые части которого расположены вблизи уреза воды. На северо-западе острова развит вторичный кратер (рис. 12).

Первые геологические исследования здесь были проведены членами экспедиции на корабле «Гаусс» (1901—1903 гг.), а затем Э. Обером де ля Рю (1929 г.). В последнее время острова изучались П. Дж. Стефенсоном [Girod M., Nougier J., 1972].

Палеокальдера диаметром 5 км образует плато высотой 2300 м, поверх которого возвышается вершина современного вулкана (гора Моусон и вулкан Биг-Бен). *Склоны вулкана отвесные, заканчиваются клифами, его* покрывает ледяная шапка.

Самые древние изученные отложения — раннетретичные пелагические известняки, интрудированные гипабиссальными породами. За отложением ледниковых осадков и подводных лав в позднетретичную или плейстоценовую эпоху (?) последовал период эрозии. Затем имел место еще один короткий эрозионный период, вслед за которым сформировался вулкан Биг-Бен.

Северо-западный вулканический конус (площадью 20 км²) сложен пирокластическими породами и частично подводными лавами. В результате современного вулканизма образовались шлаковые конусы и потоки.

Породы, слагающие острова на сейсмичных и асейсмичных океанических хребтах (исключая островную дугу Скоша)

Представляется несомненным, что базальты преобладают среди всех вулканических пород, слагающих субантарктические острова (таблица). С другой стороны, относительное содержание пород разного типа в этом вулканическом комплексе точно не известно, однако соответствующие исследования были обобщены М. Жиро и Ж. Нужье [Girod M., Nougier J., 1972]. В дальнейшем автор статьи в основном будет приводить данные из работы двух упомянутых выше французских ученых.

На островах были обнаружены многочисленные разновидности базальтов. Анкарамиты и океаниты известны на островах Тристан-да-Кунья, Гоф, Крозе и Кергелен. Тахилиты (сходные с теми, которые были подняты драгированием со дна Атлантического океана) найдены на о. Маккуори. Большинство базальтовых лав щелочные, немногие имеют толеитовый состав, и эти последние, повидимому, испытали значительные изменения.

В большинстве океанических базальтов содержится более 2% TiO_2. Базальты с островов, венчающих срединно-океанические подводные хребты, имеют сходный состав. Однако некоторые базальты, изученные на островах Крозе и Кергелен, содержат менее 2% TiO_2. Эта особенность *сближает их с базальтами, образовавшимися в результате* извержений на океанических окраинах.

Данные об ограниченном распространении лав среднего состава в пределах субантарктических островов связаны, возможно, с недостаточно полной изученностью их геологического строения. Такие лавы обнаружены на островах Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве, Марион и Кергелен.

Трахиты известны на островах Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве, Сен-Поль, Кергелен и Хёрд. Фонолиты найдены на островах Кергелен, а риолиты — на островах Буве и Кергелен. По-видимому, согласно Р. Бейкеру с соавторами, существует определенное соотношение между составом лавы и их положением по отношению к срединно-океаническому хребту [Girod M., Nougier J., 1972]. Остров Буве, приуроченный к гребню хребта, сложен дифференцированной риолитовой серией, а острова Тристан-да-Кунья и Гоф, расположенные на склонах хребта,— дифференцированными трахитовыми сериями. По мере удаления от гребня лавы оказываются все менее насыщенными кремнеземом.

В пределах субантарктических островов отмечается широкое разнообразие магматических пород различного

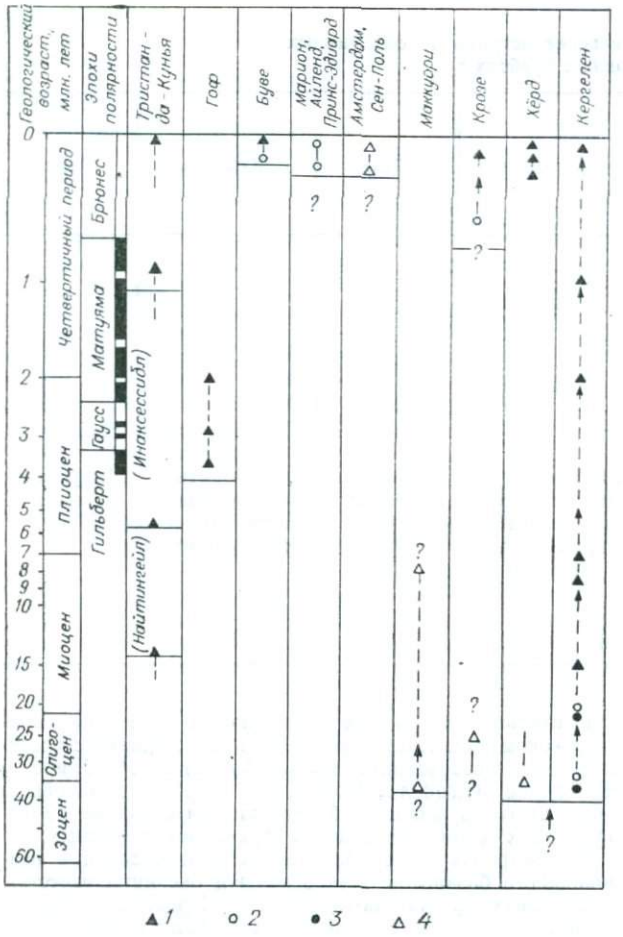


Рис. 13. Основные этапы истории геологического развития субантарктических океанических островов (за исключением островной дуги Скоша) по хроностратиграфическим и палеомагнитным данным. Составили М. Жиро и Ж. Нужье [Girod M., Nougier J., 1972].

1 — хроностратиграфические данные; *2—3* — данные, основанные на геохронологической изученности и палеомагнитных измерениях: *2* — для прямой намагниченности, *3* — для обратной намагниченности; *4* — данные абсолютного возраста. Горизонтальные линии — современный уровень Мирового океана.

состава. Для всех разновидностей характерно присутствие ксенолитов габбро, в то время как ксенолиты ультрамафических пород довольно редки. На островах Крозе, Кергелен и Хёрд развиты монцониты, диориты, сиениты и граниты (Кергелен). Своеобразная магматическая серия обнаружена на о. Маккуори: габбро, нориты, эвкриты, алливалиты, гарцбургиты и диориты. Крупный гипабиссальный плутон сиенитов недавно был обнаружен на островах Кергелен.

Распространение осадочных пород ограничено островами, расположенными на асейсмичных плато. Это миоценовые глобигериновые илы о. Маккуори и нижнетретичные известняки о. Хёрд.

Хроностратиграфия вулканической активности для субантарктических островов разработана пока еще не полностью (рис. 13). Возможно, что асейсмичные плато островов Крозе и Кергелен—Хёрд (а также Маккуори) существовали по меньшей мере на протяжении всего третичного периода. Возраст самых древних пород (установленный по К—Ar-методу валовой породы) о. Крозе составляет 25 млн. лет, а пород с островов Кергелен—Хёрд — 30—25 млн. лет. Возможно, что первое значительное излияние лав имело там место в раннетретичную эпоху. Субаэральный вулканизм в пределах островов Кергелен продолжался в течение всего третичного периода. Самые ранние извержения на островах срединно-океанических подводных хребтов были приурочены именно к этому времени (18 млн. лет для островной группы Тристан-да-Кунья). Плутонические комплексы островов Кергелен *образовались в позднем миоцене* (8,5 млн. лет). Остров Гоф сформировался в плиоцене (6 ± 2 млн. лет), а возраст стратовулканов Кергелена составляет 2 млн. лет.

Позднечетвертичная эпоха для субантарктических островов характеризовалось активной вулканической деятельностью, в результате которой образовались различные породы, в том числе лимбургиты и базаниты на островах Кергелен и Хёрд; базальты — на островах Крозе, Буве, Марион, Принс-Эдуард, Сен-Поль и Амстердам. В наши дни проявления вулканизма в основном связаны с фумаролами. Наиболее сильные извержения имели место в 1961 г. на о. Тристан-да-Кунья, а также к северо-западу от о. Буве (бухта Уэствинд) с февраля 1955 г. по январь 1958 г. Особый интерес представляет изучение фумарол о. Сен-Поль, а также (в другом отношении) сейсмически неактивных островов, расположенных на подводном плато Кергелен—Хёрд.

ОСТРОВА МАТЕРИКОВОГО ШЕЛЬФА АНТАРКТИДЫ

Острова Баллени. Они расположены между координатами 66—67° ю. ш. и 162—165° в. д., приблизительно в 240 км севернее побережья Восточной Антарктиды. В эту группу входят три довольно крупных острова (Янг, Бакл и Стердж), а также три более мелких. Размеры самого большого о. Янг составляют 35×9 км, а высота его над уровнем моря превышает 1000 м.

Архипелаг Баллени сложен вулканитами позднетретичного — современного возраста, по-видимому близкими по составу к таковым вулканогенной группы Мак-Мердо, развитой на Антарктическом континенте вблизи моря Росса. Эта петрографическая провинция характеризуется совместным нахождением горнблендитов и оливиновых базальтов в комплексе с фонолитовыми трахитами и фонолитами, а иногда и щелочных базальтов.

По данным Г. Т. Феррара [Anderson J. J., 1965], вулкан о. Бакл извергался в 1901 г. На островах были обнаружены оливиновые трахибазальты, базальты (лавы и пирокластические породы базальтового состава), также эпидотизированные полнокристаллические разновидности базальтовой магмы [Anderson J. J., 1965].

Остров Скотта. Расположен приблизительно в 300 км к востоку от м. Адэр (Антарктида). Координаты 67° 24′ ю. ш. и 179° 55′ з. д. Длина острова около 1200 м, ширина 600 м. Подобно островам Баллени, он сложен вулканитами, сходными с породами группы Мак-Мердо. Г. Т. Ферраром здесь были отобраны образцы трахитов [Anderson J. J., 1965].

Остров Петра I. Этот остров расположен в море Беллинсгаузена у побережья Западной Антарктиды (координаты 68° 47′ ю. ш., 90° 35′ з. д.). Остров был открыт Ф. Беллинсгаузеном в 1821 г., он протягивается в меридиональном направлении и сложен миоценовыми вулканитами. Для некоторых из них (по данным К—Ar-метода) был определен возраст 13 млн. лет [Craddock C., 1970]. Вулканическое происхождение острова было установлено еще в 1927 г. в результате драгирования у западного побережья острова первой экспедицией на корабле «Одд», организованной консулом Ларсом Кристенсеном. На острове обнаружены базальты, андезиты и трахиандезиты. Окраска пород серая и красноватая. Залегание их горизонтальное.

Колебания уровня океана

При изучении субантарктических островов результаты абразионного воздействия распознаются довольно легко. Однако значительно труднее интерпретировать многочисленные следы колебаний уровня Мирового океана.

О. Хольтедаль [Holtedahl O., 1929] установил наличие подводных террас в районе островной дуги Скоша. Подводные террасы окаймляют о. Южная Георгия на уровнях 100—200 м ниже поверхности моря, Южные Оркнейские острова — на глубине 270 м; у берегов Шетландских островов терраса проходит на глубине 245—285 м. Для всех этих островов характерны «затопленные» береговые линии (например, о. Лори, см. рис. 4), что указывает на значительное погружение. Наоборот, одновысотные вершины гребня хребта на о. Южная Георгия можно считать останцами значительно приподнятого и глубоко эродированного пенеплена [Adie R. J., 1964]. Древние пляжи фиксируются на следующих уровнях: 2,1—3,4 и 7,3—8,0 м у о. Южная Георгия (в то время как абразионные террасы достигают высоты 50 м). На Южных Сандвичевых островах они представлены на высоте 20—21,5 м и, кроме того, еще на четырех уровнях. У Южных Оркнейских островов аккумулятивные террасы отмечаются на высоте 3,0—4,5; 6,0—7,5; 9—12 и 21—30 м (абразионные террасы подняты до уровня 40—45 м). На о. Кинг-Джордж (Ватерлоо), входящем в группу Южных Шетландских островов, установлено 10 уровней террас от 1,5—2,4 до 73—88 м [Adie R. J., 1964].

Разные уровни аккумулятивных террас, как правило, объясняются изостатическими и эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Но существуют вместе с тем несомненные доказательства более длительных (?) вертикальных тектонических движений, деформировавших отложения плиоцен-плейстоценового возраста [Adie R. J., 1964]. О молодом возрасте главного острова свидетельствует отсутствие следов субаэральной эрозии, развитие крутых клифов высотой до 1000 м на наветренной стороне острова, а также отсутствие абразионной платформы.

Конусы потухших вулканов на островах Найтингейл и Инаксессибл окружены широкими террасами, находящимися на глубине менее 185 м (рис. 6), что, вероятно, соответствует недавним изменениям уровня Мирового океана. В то же время при изучении узких пляжевых зон о. Тристан-да-Кунья создается впечатление, что за последнее время уровень Мирового океана понизился незначительно. На островах Крозе не обнаружено никаких воздействий недавнего (рисского или вюрмского) оледенения. Поднятые пляжи и следы волновой абразии расположены на 3—4 м выше уровня океана (местами береговые отложения перекрыты вулканическими породами). Принято считать, что они отражают эвстатические изменения уровня океана, имевшие место 5500 лет назад [Girod M., Nougier J., 1972].

О. Хольтедаль [Holtedahl O., 1929] полагал, что плавно погружающаяся в западном направлении поверхность о. Петра I представляет собой морскую абразионную террасу, обрамленную волноприбойными нишами.

Можно привести сходные данные о сравнительных изменениях уровня Мирового океана и для большинства других островов. Однако пока еще собрано недостаточно данных для построения надежной рабочей гипотезы.

И. У. Д. Далзиел

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Adie, R. J., 1964. «Geological history», in: R. Priestley, R. J. Adie, and G. Robin de Q., eds., Antarctic Research. London: Butteworth, 118—162.

Adie R. J., 1972. Antarctic Geology and Geophysics, Oslo: Universitetsforlaget, 876 p.

Anderson, J. J. 1965. «Bedrock geology of Antarctica; a summary of exploration 1831—1962», Am. Geophys. Union Antarctic Res. Ser. 6, 1—70.

Baker, P. E., Griffiths, D. H., 1972. «The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea», in: Sutton, J., et al., A Discussion on Volcanism and Structure of the Earth, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., Ser. A, 271, 151—185.

Craddock, C., 1970. «Radiometric age map of Antarctica», Am. Geog. Soc. Antarctic Map Folio 12, Geol. plates XIX.

Dalziel, I. W. D., 1974. «The margins of the Scotia Sea», *in: C. A. Burk and C. L. Drake, eds., The Geology* of Continental Margins. New York: Springer-Verlag, 567—579.

Dalziel, I. W. D., Elliot, D. H., 1973. «The Scotia Arc and Antarctic Margin», in: F. G. Stehli and A. E. M. Nairn, eds., The Ocean Basins and Margins. I. The South Atlantic. New York: Plenum, 171—246.

Girod, M., Nougier, J., 1972. «Le volcanisme des iles sub-Antarctiques», in: R. J. Adie, ed., Antarctic Geology and Geophysics. Oslo: Universitetsforlaget, 777—788.

Holtedahl, O., 1929. «On the geology and physiography of some Antarctic and sub-Antarctic islands», Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expeditions 1927-28 and 1928-29, vol. 3. Oslo: Dybwad, 172 p.

Nougier, J., 1970. Contribution a l'Étude Geologique et Géomorphologique des Iles Kerguelen. Paris: Comité *Nat. Fr. Rech. Antarctiques, Inst. Géogr. Nat., 2 vols.*, 440 p., 255 p.

Van Zinderen Bakker, E. M., et al., eds, 1972. Marion and Prince Edward Islands. Cape Town: A. A. Balkema, 427 p.

Watkins, N. D., et al., 1974. «Kerguelen: Continental Fragment or Oceanic Island?», Bull. Geol. Soc. Am., 85 (2), 201—212.

Wordie, J. M., 1921. «Shackleton Antarctic Expedition 1914—1917: geological observations in the Weddell Sea area», Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 53, pt. 1.

ВЕСТ-ИНДИЯ (КАРИБСКИЙ РЕГИОН)

К этому району относится цепь островов, расположенных между Северной и Южной Америкой и обрамляющих Карибское море в пределах координат 1 —27° с. ш. и 59—85° з. д. В целом они образуют так называемую Антильскую, или Карибскую, дугу протяженностью более 2500 км, простирающуюся от южного окончания п-ова Флорида до северного побережья Венесуэлы; общая площадь островной суши составляет 238 тыс. км² *.

Геоморфологическое и геотектоническое районирование

Район Карибского моря можно подразделить на следующие основные провинции или регионы: 1) острова Багамские, Большие Антильские, Малые Антильские (Вулканические и Известняковые Карибы) и острова Южноамериканского шельфа); 2) акваториальные провинции: а) котловины (Юкатанская, Колумбийская, Венесуэльская); б) желоба (Кайман, Пуэрто-Рико, Старого Багамского пролива; троги Малых Антильских островов; в) подводные хребты и поднятия (Кайман, Беата, Никарагуанское и др.).

Багамские острова. Это обширный архипелаг низменных, плоских островов, сложенных рифовыми известняками и доломитами. Он включает 29 обитаемых островов, 661 островков, отмелей и 2387 скальных выступов и рифов, поднимающихся над Багамской плитой, бо́льшая часть которой покрыта водой всего лишь на 6—7 м. Багамская плита представляет собой шельфовую область, геологическое строение и история развития которой резко отличаются от структуры и особенностей развития Антильского складчатого пояса. На о. Андрос нижнемеловые рифовые карбонаты были разбурены до глубины 4456 м; на этом основании сделан вывод, что большая часть плиты с поздней юры или раннего мела была зоной погружения и карбонатной седиментации.

Большие Антильские острова. В их состав входят Куба, Ямайка, Гаити (Эспаньола), Пуэрто-Рико и Виргинские острова. Это сегмент Антильской (Карибской) островной дуги, сложенной вулканическими и ассоциированными с ними интрузивными породами, образовавшимися в результате проявлений позднемезозойского — раннетретичного вулканизма и вслед за этим подвергшихся складчатости и разрывным нарушениям. С постсреднетретичной эпохи на склонах подводного хр. Больших Антильских островов аккумулировались трансгрессивные осадки.

Малые Антильские острова. Это выступающий над уровнем моря гребень субмеридионального вулканического хребта, образующего собственно Карибскую дугу — выпуклую к востоку цепь, протягивающуюся от о. Сомбреро на севере до о. Гренада на юге *. К северу от о. Доминика она разделяется на две субпараллельные гряды островов. По преобладающему типу обнажающихся пород они названы соответственно Известняковыми Антильскими островами, или Карибами (внешняя «невулканическая» дуга), и Вулканическими Карибами (внутренняя дуга). Эти меридиональные полудуги сформировались в результате не менее двух длительных фаз вулканизма.

К северу от о. Доминика более древняя вулканическая зона Известняковых Кариб смещена к востоку относительно более молодой внутренней. К югу от этого острова вследствие наложения друг на друга фаз вулканизма образовалась единая островная гряда «совмещенных» Вулканических и Известняковых Кариб.

Известняковые Карибы, прослеживающиеся от о. Сомбреро в южном направлении до о. Мари-Галант (рис. 1), сложены андезитовыми и дацитовыми лавами и вулканогенно-обломочными породами преимущественно эоценового и олигоценового возраста; в их пределах (на о. Дезирад) обнаружена по меньшей мере одна вулканическая серия позднеюрского возраста. Прекращение вулканизма в среднем эоцене — раннем олигоцене сопровождалось эрозией и частичным разрушением воздымавшихся вулканических образований, внедрениями небольших гипабиссальных интрузий и перекрытием вулканических пород маломощными пологозалегающими трансгрессивными толщами позднеолигоценового — раннемиоценового возраста.

Вулканические Карибы, протягивающиеся от о. Саба до о. Гренада (см. рис. 1), к северу от Доминики сложены только позднемиоценовыми или раннеплиоценовыми до современных вулканитами; в южном ряду островов позднетретичные (до современных) лавовые потоки несогласно перекрывают более древние вулканогенные и осадочные толщи.

Остров Барбадос в геологическом отношении отличается от других Малых Антильских островов. Это выступающая над поверхностью моря часть Барбадосского хребта, простирающегося параллельно Малоантильской дуге от точки, расположенной восточнее Гваделупы, до Южноамериканского материкового шельфа вблизи Тринидада и Тобаго. Полевые и морские геофизические исследования показали, что Барбадосский хребет представляет собой результат осадочного выполнения позднемелового — раннетретичного Малоантильского желоба за счет поступления обломочного материала с юга **.

Острова Южноамериканского шельфа принадлежат двум разным структурным провинциям. Расположенные

---

* Буквально «Западная Индия». Общее название островов Атлантического океана между Северо- и Южноамериканским материками. Объединяет острова Багамские, Большие Антильские и Малые Антильские. Последние подразделяются на Наветренные (Восточные Малые Антильские), замыкающие Карибское море, и Подветренные, протягивающиеся вдоль северного побережья Южной Америки. Следует отметить, что в составе бывшей Британской империи Подветренными и Наветренными островами назывались две колонии, каждая из которых охватывала определенную группу Восточных Малых Антильских островов. Именно в таком варианте эти наименования укоренились в западной литературе (см. также примечания к статье «Подветренные острова»). — *Прим. пер.*

* Имеются в виду Восточные Малые Антильские острова, образующие поперечную дугообразную цепь между Большими Антильскими островами и Южноамериканским континентом (Наветренные острова). — *Прим. пер.*

** В раннем и среднем эоцене на месте о. Барбадос существовал относительно мелководный прогиб, заполнившийся песчано-глинистыми осадками за счет обломочного материала, поступившего, по-видимому, со стороны Малых Антильских островов. В позднем эоцене — раннем олигоцене произошло резкое погружение с образованием глубоководного желоба, в котором накопились океанические осадки значительной мощности. После их отложения наступила инверсия и на месте осевой зоны прогиба сформировалось поднятие, к которому и приурочен современный о. Барбадос [Хаин В. Е., 1971]. — *Прим. пер.*



Рис. 1. Геоморфологическое и тектоническое районирование Вест-Индии (Карибского региона).

1—2 — котловины: *1* — Юкатанская, *2* — Колумбийская; *3—4* — желоба: *3* — Кайман, *4* — Пуэрто-Рико; *5* — впадина Гренада; *6—7* — прогибы: *6* — Бонайре, *7* — Рокес; *8* — трог Тобаго: *9—10* — Карибы: *9* — Вулканические, *10* — Известняковые; *11* — свод Авес; *12* — Никарагуанское поднятие; *13—15* — хребты: *13* — Беата, *14* — Кайман, *15* — Барбадосский; косая штриховка — хребты и поднятия.

на востоке материковые острова Маргарита, Тринидад и Тобаго являются продолжением Венесуэльской Береговой Кордильеры и сложены мезозойскими метаморфическими и третичными осадочными породами. Протягивающиеся к западу от них острова (Нидерландские Антильские острова) являются реликтами позднемеловой геосинклинали; *их геологическое строение во многом* сходно с таковым Больших Антильских островов.

Желоба, котловины и подводные хребты. Желоба Кайман и Пуэрто-Рико ныне рассматриваются в качестве системы левосторонних сдвигов. Однако более детальная тектоническая характеристика этих образований и природа *их структурной взаимосвязи остаются* еще весьма неясными. К югу от Венесуэльской котловины располагаются три небольших прогиба: Бонайре, Лос-Рокес и Карриаку. С позднего мела здесь преобладали вертикальные смещения по разломам, а до этой эпохи отмечаются сдвиги, амплитуда которых достигает нескольких десятков километров.

Под Никарагуанским поднятием и хр. Беата имеются коровые слои со скоростями прохождения сейсмических волн, типичными для нормальной океанической коры, но приблизительно вдвое большей мощности. Было выдвинуто предположение о продолжении на Больших Антильских островах Центральноамериканского предмезозойского метаморфического пояса. В результате формирования в коровых слоях Карибского региона раннетретичных нормальных сбросов образовался крупный, обращенный к западу уступ хр. Беата.

Параллельно дуге Восточных Малых Антильских островов, к западу от нее, в меридиональном направлении протягивается крупный (третий по размерам в Карибском регионе) подводный хр. Авес. Он отделяет Малоантильскую геоморфологическую провинцию от Венесуэльской впадины. Состав слагающих его пород, происхождение и характер связи с Малоантильской дугой еще предстоит выяснить. Установленные в его пределах породы включают *гранодиориты, амигдалоидные базальты, вулканические* брекчии, пемзы и известняки.

В Юкатанской котловине под толщей осадков залегает океаническая кора, переходная по мощности между океаническим слоем 1 и осадочным покровом других Карибских впадин.

Кора Колумбийской и Венесуэльской котловин по мощности занимает промежуточное положение между *нормально-океанической и континентальной. Главное* отличие от нормально-океанической коры здесь состоит в том, что вместо единого слоя III над мантией имеются два слоя, верхний с мощностью 4 км и скоростью 6,0—6,3 км/с и нижний с мощностью 5—10 км и скоростью 6,0—7,3 км/с. Строение нижней части коры Карибских *впадин* еще *не изучено.*

Стратиграфия и история геологического развития Карибского региона

Давно предполагалось о наличии в Карибском регионе палеозойского фундамента, однако этот вопрос не решен до сего времени. По данным одних исследователей, метаморфические кристаллические породы, развитые на островах Пинос, Куба и Гаити, являются продолжением комплекса палеозойского фундамента Центральной Америки. Другие полагают, что основанием в регионе служат метаморфизованные породы мезозоя. Было доказано, что «ямайский комплекс основания» — это метаморфизованные осадочные породы мелового возраста. Представляется вполне вероятным, что в развитии Больших Антильских островов принимали участие метаморфические серии различных возрастов.

Древнейшие датированные породы Карибского региона — среднеюрские формации Каэтано и Хагуа в горах Сьерра-де-лос-Органос на Кубе. С их отложения началось образование Антильской геосинклинали, которая в позднемеловую эпоху распространилась от Кубы до Виргинских островов. Мел Больших Антильских *островов и в северной части Малых Антильских островов* представлен мощными толщами глинистых и кремнистых слан-

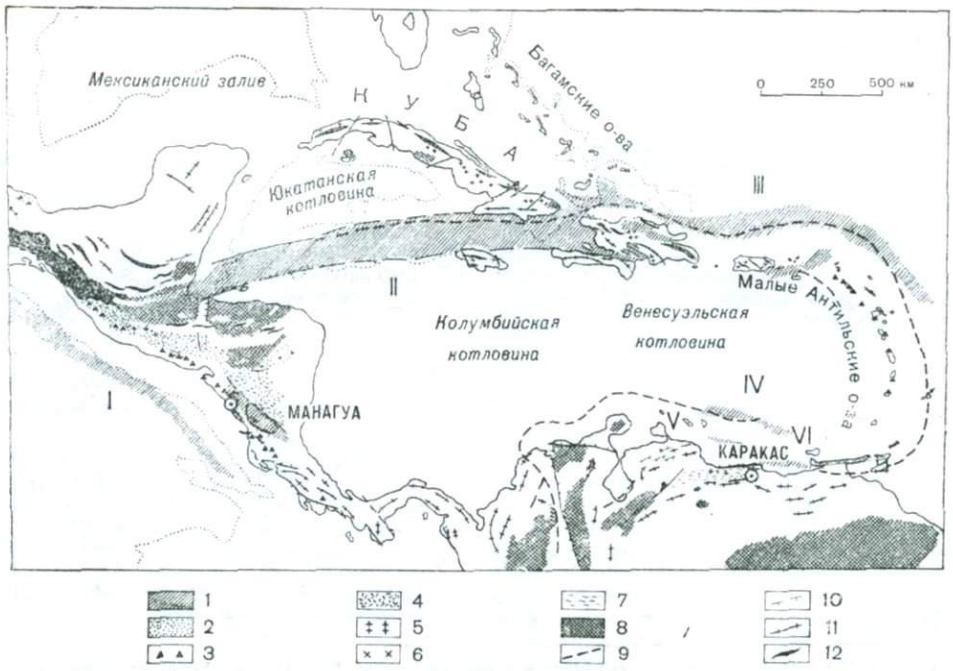


Рис. 2. Тектоническая карта Вест-Индии (Карибского региона) и Центральной Америки.

1 — глубоководные желоба и троги; *2* — депрессии и аллювиальные равнины; *3* — вулканы; *4* — третичные и четвертичные вулканиты; *5* — интрузивы кислого состава; *6* — перидотиты и серпентиниты; *7* — мезозойские метаморфические породы; *8* — палеозойский и докембрийский базальный комплекс; *9* — ось отрицательной гравиметрической аномалии; *10* — разломы; *11—12* — складчатые пояса: *11* — позднетретичные, *12* — ларамийские; *I—III* — желоба: *I* — Центральноамериканский, *II* — Кайман, *III* — Пуэрто-Рико; *IV—VI* — прогибы: *IV* — Лос-Рокес, *V* — Бонайре, *VI* — Карриаку.

цев, туфогенных песчаников, вулканических брекчий, агломератов и лав с прослоями известняков. Для стратиграфического расчленения этих отложений Л. Чабб на Ямайке весьма успешно использовал рудисты. Источник сноса обломочного материала, за счет которого сформировались указанные толщи, еще не установлен.

В конце мела Антильская геосинклиналь была вовлечена в ларамийский орогенез, в ходе которого максимум орогенических движений постепенно перемещался в восточном направлении. На Кубе первые сильные движения отмечены между кампаном и сантоном. На Ямайке, Гаити и Нидерландских Антильских островах они произошли между мелом и эоценом; в пределах Пуэрто-Рико эти движения проявились только в раннем эоцене. Кроме того, в районе Ямайки, Кубы и Гаити имели место позднеларамийские (эоценовые) деформации. Устанавливается прямая зависимость типов структур, возникавших в ходе ларамийского орогенеза, от литологического характера пород, слагающих соответствующие территории. Так, в мощных глинистых и эвапоритовых толщах Кубы имеются надвиги, масштабы которых сопоставимы с Западно-Альпийскими тектоническими покровами. В туфах и известняках Ямайки и Гаити отмечаются простые складки. Мощные агломераты и лавы Пуэрто-Рико подверглись лишь пологой складчатости; наиболее часто там встречаются разрывные нарушения.

На большей части территории Карибского региона (Вест-Индии) за ларамийской складчатостью последовали региональное поднятие и интенсивная эрозия. В трогах, окаймлявших приподнятые участки, накапливались мощные толщи конгломератов, песчаников и глин (например, формация Вэгуотер Ямайки, формация Мариго Гаити и шотландские слои Барбадоса). На юго-западе Кубы и на северо-западе Гаити остаточная Антильская геосинклиналь сохранялась вплоть до позднего эоцена.

В среднем миоцене началась обширная морская трансгрессия, превратившая Антильские острова в небольшую группу мелких разбросанных островов и отложившая на большей части площади региона массивные неритовые известняки. Среди них можно отметить формации Белых известняков Ямайки, Плезанс Гаити и различные карбонатные свиты Кубы и Пуэрто-Рико. В то же время в пределах Вулканических и Известняковых Карибских протекали процессы вулканизма, продолжающиеся на островах вулканической цепи и поныне. На островах внешней цепи они прекратились к олигоцену; эродированные основания вулканических пород этих островов были перекрыты верхнеолигоценовыми и нижнемиоценовыми известняками, что обусловило название «Известняковые Карибы».

В миоцене начались интенсивные деформации — смятие в складки нижнетретичных отложений и поднятие оснований современных островов. Лишь в отдельных прогибах и вдоль краевых зон островов все еще продолжалось накопление мелководных осадков. Эти миоценовые отложения, включающие формации Бауден Ямайки и Гурабо Гаити, известны изобилием и разнообразием находимой в них морской фауны. На Гаити верхнетретичные морские отложения выполняют три грабена, пересекающих остров в широтном направлении.

В миоцене и плиоцене сформировались обширный пенеплен Гуанигуанико Западной Кубы, различные поверхности выравнивания о. Гаити, пенеплены Сан-Хуан и Кагуана на о. Пуэрто-Рико и Виргинских островах. Во влажном тропическом климате на известняках развился ландшафт кольцевого карста, примеры которого можно найти в горах Сьерра-де-лос-Органос Западной Кубы, в области развития карста Ямайки, в районе Лос-Гаитисес Доминиканской Республики, в северной части Пуэрто-Рико и в Гранд-Фондс Гваделупы.

В результате новейших коровых движений Карибского региона, приведших к формированию разрывов и поднятию островов и к погружению крупных трогов, пенеплен ныне

приурочен к отметкам до 2000 м; продолжается интенсивное расчленение рельефа. На рис. 2 показаны основные разломы: желоба Кайман, Пуэрто-Рико и Анегада, грабены Гаити и сдвиги Северной Венесуэлы. Эти разломы, имеющие подводные продолжения, контролируют современный рельеф Карибского региона.

Самые молодые отложения в регионе— плейстоценовые коралловые известняки, широко развитые вдоль побережий островов, где они образуют террасы и приподнятые утесы. В горах Сьерра-Маэстра Кубы и на северо-западе о. Гаити такие плейстоценовые террасы ныне расположены на высоте более 300 м, фиксируя интенсивные и сравнительно молодые вертикальные поднятия, имевшие место во многих частях Антильских островов.

Магматическая деятельность. В Вест-Индии наблюдаются прекрасные примеры тесной взаимосвязи между складчатостью и магматизмом. Магматическая деятельность началась здесь в мелу с геосинклинальной фазы интенсивными подводными излияниями базальтов, андезитов, кератофиров, дацитов и спилитов. Незадолго перед ларамийской складчатостью и в ходе ее внедрились крупные тела перидотитов, образующие ныне серпентинитовые массивы Кубы, Гаити, Пуэрто-Рико и нескольких островов Южноамериканского шельфа. Точный возраст их и форма внедрения еще точно не выяснены; полагают, что они (по крайней мере, частично) позднемелового возраста.

В ходе ларамийской складчатости в пределах островных цепей Больших и Нидерландских Антильских островов происходило внедрение крупных интрузий кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Посторогенический вулканизм выражался в форме обширных излияний базальтов, андезитов, бандаитов * и дацитов, которые с миоценовой эпохи концентрировались в пределах Вулканических Кариб. С позднетретичной эпохи регион Больших Антильских островов оставался относительно стабильным. Напротив, вулканические дуги Восточных Малых Антильских островов в это время были центрами вулканической деятельности.

* Дациты, содержащие лабрадор или битовнит. — *Прим. пер.*

Давно уже признано, что цепь вулканических Малых Антильских островов во многом напоминает Тихоокеанский подвижный пояс. Породы, слагающие Малые Антильские острова, характеризуются очень высоким содержанием кальция и натрия и пониженным содержанием калия. Преобладают андезиты, бандаиты и дациты.

Современная вулканическая деятельность широко распространена, но носит прерывистый характер. В историческое время зафиксировано 21 проявление вулканизма; наиболее известно извержение вулкана Мон-Пеле в 1902 г. на о. Мартиника. В районах большинства вулканов сейчас отмечается сольфаторная стадия. Для вулканических Антильских островов характерно наличие гигантских лавовых некков, например на островах Сент-Люсия и Мартиника. Покровы спекшихся туфов здесь неизвестны; кальдеры и вулкано-тектонические депрессии, подобные Центральноамериканским, редки и были обнаружены сравнительно недавно [Tomblin J. R., 1964].

Мы не располагаем доказательствами существования древней континентальной коры, которая могла бы служить источником материала для магмы тихоокеанского типа в Антильских вулканах. Возможным объяснением нахождения предположительно сиалических пород в океанической обстановке может служить гипотеза о том, что перед началом третичного периода на месте Карибского моря располагалась суша. Однако результаты сейсмических исследований методом МОВ в Венесуэльской котловине свидетельствуют об обратном. С их помощью не удалось выявить в Карибском бассейне никаких признаков реликтов континентальной коры. Это, таким образом, делает маловероятным предположение о том, что «тихоокеанская» магма Малых Антильских островов образовалась при расплавлении древних сиалических корней.

Крупные тектонические элементы региона

За исключением Багамской плиты, структуры Карибского региона связаны с Тихоокеанским подвижным поясом, восточная ветвь которого протягивается в пределы Атлантического океана вдоль Антильской островной дуги, разделяя Северную и Южную Америку. Хотя нали-

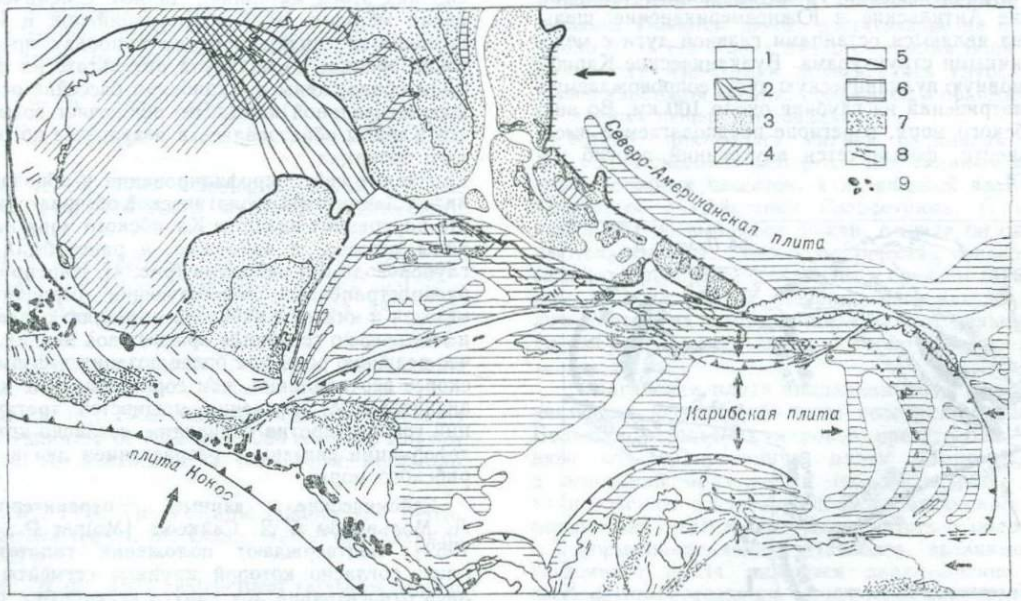


Рис. 3. Направление тектонических движений и седиментационные особенности Карибского региона, по К. О. Змери и Э. Учупи.

1 — впадины и прогибы; *2* — дельта и конус выноса р. Миссисипи; *3* — карбонатные шельфовые отложения; *4* — область развития соляных диапиров; *5* — нижнемеловые рифы; *6* — хребты; *7* — домезозойские породы установленные и предполагаемые; *8* — простирания структур; *9* — вулканические породы преимущественно четвертичного возраста.

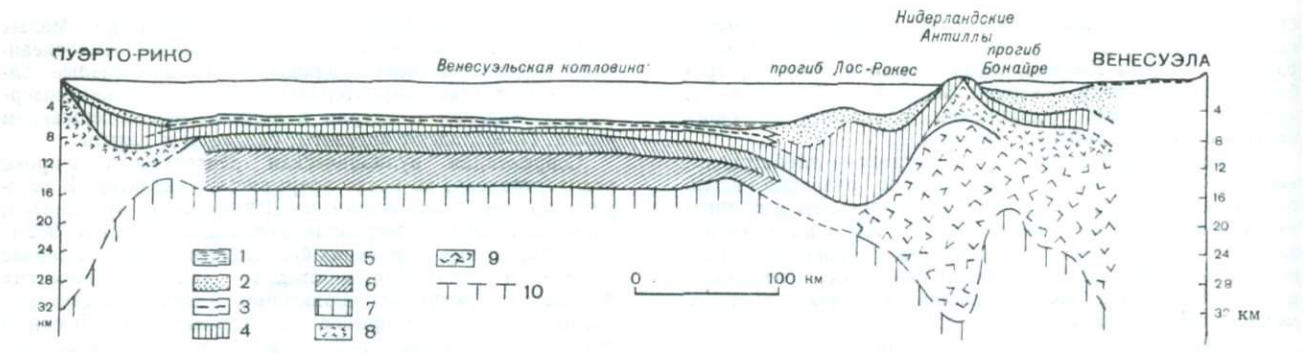


Рис. 4. Схематический разрез земной коры Карибского региона [Officer K. B., 1959; Ewing J. I. e. a., 1960].

1 — турбидиты; *2* — низкоскоростные отложения; *3* — преимущественно пелагические осадки; *4* — высокоскоростные (4,0 км/с) вулканогенно-осадочные породы; *5* — верхний слой коры (6.2 км/с); *6* — нижний слой коры (7.3 км/с); *7—9* — слой мантии со скоростями (км/с). *7* — 8,2, *8* — 5,1÷6,2, *9* — 6,2÷6,9; *10* — глубинные слои мантии (по гравиметрическим данным).

чие палеозойского фундамента на Кубе и Гаити не доказано, ларамийский возраст большей части комплекса основания Больших Антильских островов и северо-восточной части Малоантильской дуги установлен точно. Простирание структур мезозойского основания направлено под углом к общему простиранию горных хребтов и основной цепи (рис. 3).

Современное тектоническое строение Карибского региона обусловлено позднекайнозойским и голоценовым развитием, результатом которого явились: разрывы и поднятия в пределах островной цепи; погружение многочисленных карибских впадин и океанического передового прогиба; сейсмичность и вулканическая деятельность. В этом смысле Антильская дуга отвечает всем признакам, приписываемым Б. Гутенбергом, К. Рихтером и другими исследователями островным дугам тихоокеанского типа. Желоб Пуэрто-Рико представляет собой типичный океанический желоб или передовой прогиб. Он сопряжен с зоной мелкофокусных землетрясений и характеризуется значительными отрицательными гравитационными аномалиями. Большие Антильские и Южноамериканские шельфовые острова являются останцами главной дуги с меловыми и третичными структурами. Вулканические Карибы образуют основную вулканическую дугу, сопровождаемую очагами землетрясений на глубине около 100 км. Во впадинах Карибского моря, в регионе предполагаемой высокой стабильности, формируется внутренний прогиб подвижной дуги.

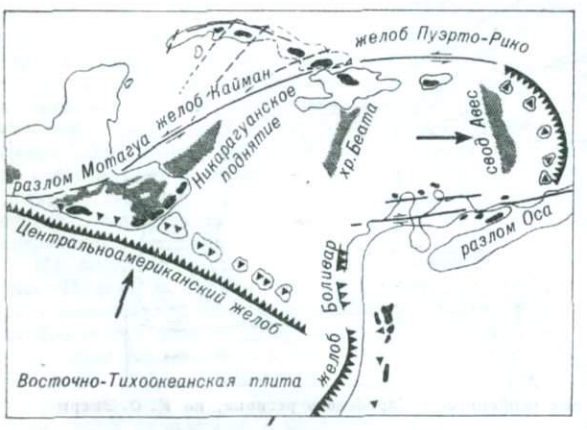


Рис. 5. Разрастание океанического дна Карибского региона в раннеолигоценовую эпоху [Malfait B. T., Dinkelmann M. G., 1972].

Желоб Кайман представляет собой крупный грабен восток-северо-восточного простирания, переходящий в левосторонние сдвиговые рифтовые структуры Гватемалы и Гаити. Многочисленные землетрясения свидетельствуют о том, что эта зона все еще сейсмически активна.

Об общем тектоническом строении Карибского региона существуют многочисленные гипотезы, наиболее существенные из которых были предложены Ю. Ван-Беммеленом, А. Ирдли, У. Бучером, Г. Хессом, К. Шухертом, Г. Штилле, Ф. Вейнинг-Мейнесом и другими исследователями. Все эти гипотезы, которые здесь невозможно рассмотреть детально, отчасти связаны с одним из наиболее важных вопросов — геологическим развитием карибских впадин. Упомянутые выше гипотезы часто противоречивы; например, К. Шухерт рассматривает Карибский регион как древний морской бассейн; У. Бучер, Ж. Бюттерлен, Л. Чабб, К. Руттен придерживаются того мнения, что до конца мела он представлял собой материковую сушу, а антильские геосинклинали образовались на краевых склонах этого материка. Данные сейсмических исследований методом МПВ в Колумбийской и Венесуэльской котловинах свидетельствуют в пользу противоположной точки зрения, поскольку в результате их применения не были обнаружены в Карибском бассейне остатки древней континентальной коры. Это исключает возможность того, что Карибы образовались в результате погружения древнего материка.

Данные сейсмопрофилирования и образцы керна, поднятые Ламонтской геологической обсерваторией, показали, что внутренние впадины Карибского моря начиная с середины мезозоя, а возможно, и ранее были устойчивыми глубоководными районами (рис. 4). Картирование широко распространенных маркирующих горизонтов верхнего мезозоя и нижнего кайнозоя позволяет сделать определенные выводы о тектонике краевых зон впадин. Выяснилось, что ведущую роль при более поздних деформациях играли скорее вертикальные, чем горизонтальные движения. Незначительные изменения мощностей третичных отложений говорят против концепции, согласно которой краевые деформации связаны с разрастанием дна в пределах Карибского моря.

Сейсмические данные, переинтерпретированные Л. Мольнаром и Л. Сайксом [Molnar P., Sykes L. R., 1969], подтверждают положения гипотезы тектоники плит, согласно которой крупные сегменты коры двигались относительно друг друга когерентно, почти как жесткие тела. Площадь Карибского моря занимает Карибская плита, сложенная преимущественно океанической корой; она ограничена Центральноамериканской дугой, желобом Кайман, Антильской дугой и сейсмической зоной,

приуроченной к северной границе Южноамериканского материка. Эта плита движется на восток относительно Американской плиты, в состав которой сегодня включают Северо- и Южноамериканскую и Западно-Атлантическую плиты. Американская плита в районе Малых Антильских островов и вблизи Пуэрто-Рико поддвигается под Карибскую в западном направлении, приводя к образованию левосторонних сдвиговых линеаментов и вторичных тектонических клиньев. Вдоль северных границ Южной Америки протягиваются соответствующие правосторонние сдвиговые секущие разломы (например, разлом Боса). На рис. 5 представлена промежуточная, раннеолигоценовая стадия развития региона в соответствии с моделью Б. Мальфэ и М. Динкельмана [Malfait B. T., Dinkelmann M. G., 1972]. Разумеется, это всего лишь одна из точек зрения; активное изучение данного вопроса продолжается.

Р. Вейль

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barr, K. W., 1974. «The Caribbean and plate tectonics — some aspects of the problem», Verhandl. Naturf. Ges. Basel, 84 (1), 45—67.

Bunce, E. T., Phillips, J. D., Chase, R. L., et al., 1970. «The Lesser Antilles arc and the eastern margin of the Caribbean sea», The Sea, vol. 4. New York: Wiley — Interscience, 359—385.

Dengo, G., 1972. «Review of Caribbean serpentinites and their tectonic implications», Geol. Soc. Am., Mem. 132, 303—312.

Donnelly, T. W., ed., 1971. «Caribbean geophysical, tectonic, and petrologic studies», Geol. Soc. Am., Mem. 130, 224 p.

Ewing, J. I., Edgar, N. T., Antoine, J. W., 1970. «Structure of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea», The Sea, vol. 4. New York: Wiley — Interscience, 321—358.

Fox, P. J., Schreiber, E., Heezen, B. C., 1971. «The geology of the Caribbean crust: tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge», Tectonophysics, 12, 89—109.

MacDonald, W. D., 1972. «Continental crust, crustal evolution, and the Caribbean», Geol. Soc. Am., Mem. 132, 351—362.

MacGillavry, H. J., 1970. «Geological history of the Caribbean», Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. (Amsterdam), Ser. B., 73 (1), 96 p.

Malfait, B. T., Dinkelman, M. G., 1972. «Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 251—272.

Molnar, P., Sykes, L. R., 1969. «Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity», Bull. Geol. Soc. Am., 80 (9).

Officer, C. B., et al., 1959. «Geophysical investigations in the Eastern: summary of 1955 and 1956 cruises», Physics and Chemistry of the Earth, vol. 3. New York: Pergamon Press, 17—109.

Tomblin, J. R., 1964. The Volcanic History and Petrology of the Soufrière region, St. Lucia, New York, Oxford. Univ. Press, 213 p.

Weeks, L. A., et al., 1971. «Structural relations among Lesser Antilles, Venezuela, and Trinidad—Tobago», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 55 (10), 1741—1752.

Weyl, R., 1966. «Die Geologie der Antillen», Regionale Geologie der Erde. Berlin: Gebr. Borntraeger, 410 p.

БАГАМСКИЕ ОСТРОВА

Багамские острова — обширный архипелаг в западной части Атлантического океана. Он расположен к юго-востоку от п-ова Флорида и к северу от Кубы и Гаити; обычно рассматривается в составе Карибских островов. Багамский архипелаг (открытый Х. Колумбом в 1492 г.) — бывшая британская колония, получившая в 1973 г. независимость; официальное наименование — Республика Багамских островов со столицей г. Нассау; площадь 11 406 км². Вместе с юго-восточной островной группой *Теркс и Кайкос, остающейся до сего времени владением* Великобритании, общая площадь архипелага составляет 11 836 км².

В состав Багамского архипелага входят 18 крупных островов, около 700 более мелких и более 2200 скальных выступов и рифов.

Основанием архипелага служит Багамская плита *, расположенная к юго-востоку от Флориды (между координатами 20° 50′—27° 25′ с. ш. и 72° 37′—80° 32′ з. д.) и тесно связанная с подводным плато Блейк. Площадь плиты более 100 тыс. км². На этой плите, окаймленной глубокими океаническими впадинами (выраженными, например, заливами Тонг-оф-те-Ощен и Эксума), расположено несколько четко отграниченных от окружающего дна банок: а) Малая Багамская банка на северо-западе архипелага с главными островами Большой Багама, Большой и Малый Абако; б) Большая Багамская банка в *центральной части архипелага с наиболее крупными* островами Андрос, Эксума, Нью-Провиденс, Лонг-Айленд, Кэт, Эльютера; в) банки Навидад, Силвер и Кайкос на юго-востоке, а также несколько более мелких банок вдоль северо-восточного края платформы с островами Сан-Сальвадор, Рам-Ки, Крукед-Айленд, Маягуана и др.

Архипелаг отделяется от п-ова Флорида Флоридским, или Новым Багамским, проливом 80-километровой ширины, а от Кубы — Старым Багамским проливом.

Все острова низменные, сложены мелководно-морскими коралловыми и эолианитовыми известняками, часто с калькретовыми корками, палеопочвами и другими пляжевыми образованиями того же типа и окаймляются пляжевыми карбонатными песками и многочисленными растущими рифами. Имеются дюны, достигающие на о. Кэт высоты около 67 м. На этапах низкого стояния моря в четвертичную эпоху известняки подвергались глубокому воздействию карстовой эрозии, приведшей к образованию многочисленных пещер и провалов.

Климат архипелага мягкий (с января по март — *до тропического*) и находится под сильным влиянием северо-восточных пассатов, а в западной части также под некоторым воздействием Гольфстрима. С мая по октябрь обычно выпадают дожди, с июля по октябрь отмечаются ураганы. Годовое количество осадков в Нассау (о. Нью-Провиденс) составляет в среднем 1175 мм, на Малом Абако и других северных островах до 1500 мм; на юго-востоке их выпадает значительно меньше, например на о. Грейт-Раггед-Айленд — около 500 мм.

---

* Багамская плита эпипалеозойской платформы, прилегающая к западной части геосинклинальной системы Больших Антильских островов, представляет собой древнюю консолидированную плиту [Хаин В. Е., 1971] в основании практически горизонтального мезозойско-кайнозойского осадочного покрова Багамского архипелага мощностью 7—10 км (местами смятого в пологие складки *платформенного типа*). *Наиболее древними породами* осадочного чехла являются верхнеюрские соленосно-карбонатные отложения. Накопление карбонатных осадков не прекращается до настоящего времени, и, таким образом, можно говорить о непрерывном погружении плиты в течение всего мезозоя и кайнозоя [Чехович В. Д., 1966]. — *Прим. пер.*

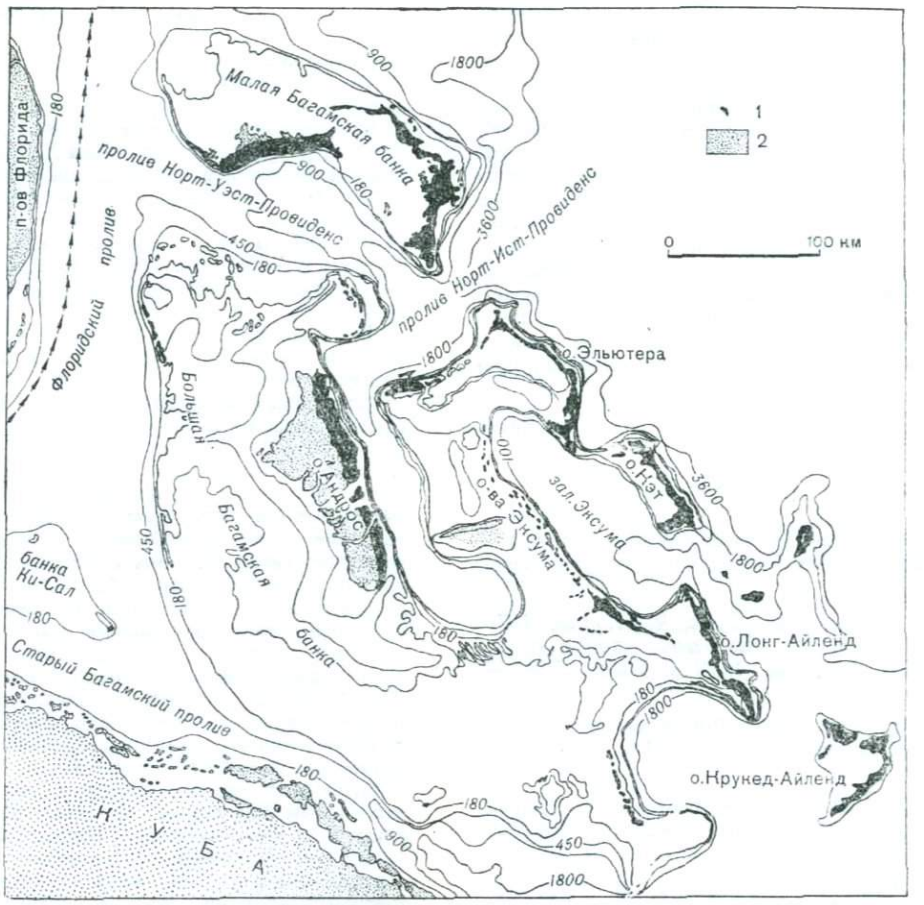


Рис. 1. Обзорная карта Багамского архипелага (с расположением основных Багамских банок и островов). По М. Беллу [Ball M., 1967] с упрощениями.

Черным цветом показаны подводные гряды, сложенные эолианитами (глубины их всегда понижаются в направлении от береговых пляжей). *1* — песчаные бары; *2* — острова; изобаты в метрах.

Геолого-геоморфологическая характеристика

Судя по радиоуглеродным данным и наличию глубоких карстовых полостей, обнажающиеся на островах Багамского архипелага коралловые и мелководно-морские известняки имеют плейстоценовый возраст, или точнее довисконсинский. Накопление этих известняков происходило в то время, когда уровень моря был значительно выше современного. Они перекрыты мощными плейстоценовыми эолианитами, часть которых представляет собой карбонатные пески, отложившиеся на более древнем основании во время начавшегося понижения уровня моря в ледниковый период (рис. 1). По-видимому, здесь имеются палеопочвы с фауной местных улиток, сходной с таковой Бермудских островов. Такие почвы могли сформироваться в течение нескольких столетий на протяжении межледниковий.

На поверхности островов отсутствуют вулканиты и породы древнее плейстоцена. Глубокие скважины (на о. Андрос глубиной 4446 м и на банке Ки-Сал глубиной 5700 м) вскрыли мощный разрез третичных и верхнемеловых отложений, содержащий, в частности, пласты доломитов и ангидритов, и были остановлены в породах нижнего мела. По общему типу эти древние толщи сходны с образованиями, отмеченными на современной поверхности Багамских островов. Таким образом, можно говорить о длительном периоде мелководной карбонатной седиментации, синхронной региональному погружению и приведшей к возникновению одной из крупнейших в мире карбонатных провинций, содержащей около 1,5 млн. км^3 карбонатных осадков [Dietz R. S. e. a., 1970].

В прозрачных водах мелководий, окружающих банки, можно наблюдать разнообразные аккреционные донные образования голоценовой эпохи, некоторые из них подвижны. Их форма и размещение определяются погрузившимися элементами древнего плейстоценового рельефа и современными приливо-отливными колебаниями в пределах банок.

Плейстоценовые известняки, обнажающиеся на суше, отражают различные древние седиментационные условия, современные аналоги которых наблюдаются сейчас на различных островах и в прибрежных зонах. Основные различия существуют между плоскими, относительно низменными участками мелководно-морского происхождения и грядами пологих эоловых холмов, образующих «хребты» длинных островов, таких как Кэт, Эльютера, Лонг-Айленд, и гряды восточных побережий на островах Маягуана и Инагуа.

Еще одно существенное различие имеется между комплексом донных отложений и обширными образованиями пляжевых гряд, слагающих большие площади на Маягуане, Кэт, Абако и других островах. В пределах этих

фациальных зон — морской, эоловой и литоральной — могут быть выделены многочисленные подфации, отражающие местные условия плейстоценовой эпохи и характер поступления осадочного материала [Joung R. N., 1971]. Морские образования представлены осадками от плохо сортированных, преимущественно глинистых, до чистых, хорошо сортированных оолитовых песков. За береговыми валами на островах Маягуана и Инагуа развиты обширные площади коралловых лагунных отложений, в настоящее время прочно сцементированных и содержащих автохтонные кораллы; на Северных Багамских островах такие образования встречаются реже. Большинство осадков литорального происхождения представлено хорошо сортированными оолитовыми песками, хотя в зонах, где берег непосредственно граничит с глубоководьем, нередко встречаются валы, сложенные глыбами и гравием и образовавшиеся в результате штормов.

Породы эолового происхождения варьируют от плохо окатанных тонкозернистых осадков со скелетным материалом до очень тонкозернистых, хорошо сортированных оолитовых и раковинных овоидно-пелоидных образований со средними размерами зерен. Дюны большей частью поперечные и имеют разнообразные формы, крутизну склонов и высоту. Кроме того, повсеместно, но особенно на о. Андрос, встречаются известняки частично озерного, озерного и болотного происхождения.

Бóльшая часть ландшафта Багамского архипелага представлена конструктивными формами рельефа либо их распознаваемыми останцами *; с помощью аэрофотоматериалов удалось восстановить картину сложного аккреционного развития каждого острова, в ходе которого формирование тех или иных отложений часто моделировало или контролировало характер последующей седиментации. Р. Янг [Joung R. N., 1972] различает на о. Кэт по меньшей мере шесть разделенных во времени этапов развития карбонатных дюн; аналогичного типа эпизодическая аккреция наблюдается также в пределах литоральных и морских фаций. Подобный характер развития на Бермудских островах описан Л. Лендом с соавторами [Land L. S., 1967].

Конструктивные формы рельефа в различной степени изменены карстовым выветриванием. Воздействие его на относительно недавно образованные известняки сравнительно невелико. Карстообразование зависит главным образом от литофациального состава осадков и в некоторых случаях выражается в формировании каменистых равнин, покрытых плодородным почвенным слоем [Jang R. N., 1974].

Можно наблюдать также глубокое проникновение в толщу древних известняков поверхностных вод, просачивавшихся в периоды низких стояний уровня плейстоценового моря, когда положительный расчлененный рельеф был широко распространен. На ряде островов имеются многочисленные карстовые провалы, например на о. Андрос их не менее ста. Из 78 таких сквозных провалов, промерявшихся эхолотированием, четыре имеют глубину более 100 м. В настоящее время все они заполнены водой. Внешние края Багамской плиты местами абрадированы и террасированы в результате воздействия приливо-отливных процессов на глубинах от 4 до 30 м.

А. Линд [Lind A. P., 1969] исследовал голоценовые песчаные формы рельефа о. Кэт и аналогичные геоморфологические образования — гряды, окаймляющие побережья других островов. Вопрос о среднеголоценовом высоком стоянии уровня моря остался неразрешенным, однако были приведены доказательства высокого стояния на уровнях +2, +1 и +0,5 м, полученные на берегу о. Кэт в зал. Эксума, характеризующемся низкоэнергетическими условиями седиментации. Мангровый торфяник о. Бимини, залегающий ныне на отметке —3 м, рассматривается как свидетельство отрицательного движения уровня голоценового моря, происходившего 4370 лет назад. Полагают, что оно соответствовало периоду подъема Багамского региона. Приподнятые пляжевые отложения Бимини, располагающиеся в настоящее время на высоте +2 м, датируются возрастом 2300 лет, а залегающие выше уровня моря карбонатные илы о. Андрос — возрастом 2330—2660 лет [Fairbridge R. W., 1961].

Багамские банки

Бóльшая часть Багамских банок покрыта известковыми песками. В краевых зонах банок осадки сложены преимущественно скелетным материалом (до 92%), включая раковины моллюсков, фораминиферы, обломки известковых водорослей и мадрепоровых кораллов и в меньшей степени других организмов (рис. 2). В отличие от них во внутренних частях банок доля опознаваемого скелетного материала составляет лишь 12% [Jlling L. V., 1954]. Иловый материал срединных частей банок, как полагают, образовался в результате распада карбоната кальция, пропитывавшего водоросли, например *Penicillus* [Stockman K. W., e. a., 1967; Neumann W. S. e. a., 1969]. На характер распределения всех поверхностных осадков значительно влияют изменения циркуляции вод [Ginsburg R. N. e. a., 1963].

Одна из главных проблем геологии Багамских островов — взаимоотношение карбонатных платформ и межплатформенных впадин, таких как заливы Тонг-оф-те-Ошен и проливы Норт-Ист-Провиденс и Норт-Уэст-Провиденс (рис. 1); не менее важно выяснить природу кристаллического фундамента. Существенный материал дают исследования М. Тальвани [Talwani, M., 1960], установившего тесную связь между гравитационной аномалией и рельефом Багамской плиты (рис. 3). Как правило, топографически пониженные межплатформенные впадины соответ-

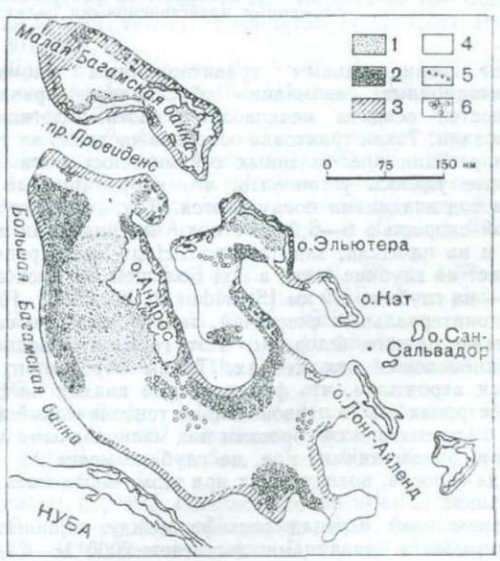


Рис. 2. Карта наиболее крупных Багамских банок и распределение на их территории основных типов осадков, по П. Ченовету [Chenoweth P. A., 1970] с некоторыми изменениями.

1 — карбонатные илы; *2* — оолитовые пески; *3* — ракушняковые пески; *4* — пеллетовые осадки; *5* — коралловые рифы; *6* — одиночные рифы.

* Конструктивными (структурными) называются такие формы рельефа, возникновение которых обусловлено самими процессами формирования рельефа (в том числе аккумуляцией осадков). — *Прим. пер.*

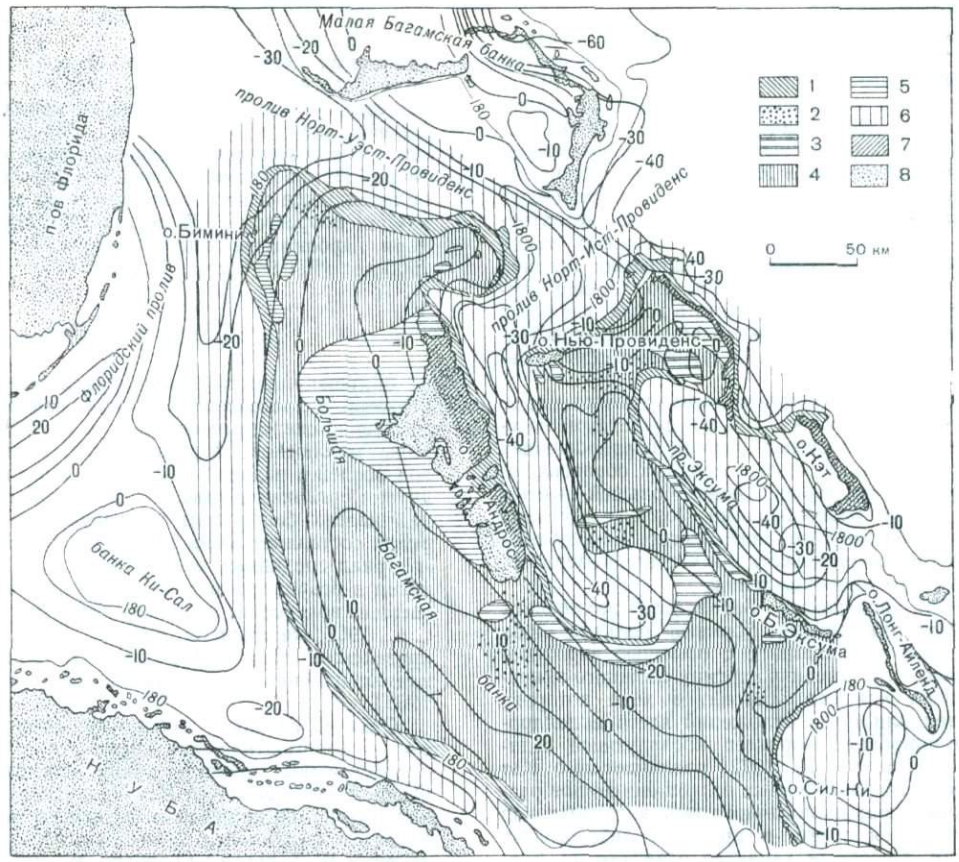


Рис. 3. Карта литолого-фациального состава пород района Багамских островов.

1 — ракушняковые пески (>10% органогенных обломков); *2* — участки развития ракушняковых песков, обрамляющих одиночные рифы и коралловые бугры; *3* — оолитовые пески (>50% оолитов); *4* — пеллетовые пески; *5* — пеллетовые пески с известковым цементом и известковые илы; *6* — ракушняковые пески и известковые илы преимущественно пелагического происхождения; *7* — гряды и острова, сложенные плейстоценовыми оолитовыми калькаренитами; *8* — участки современной суши.

ствуют отрицательным гравитационным аномалиям. Гравитационные аномалии обусловлены различием плотностей осадков мелководий и слоев, подстилающих дно впадин. Такая трактовка основана частично на данных интерпретации преломленных сейсмических волн. В результате удалось установить, что коррелируемые горизонты под впадинами погружаются. Так, горизонт с граничной скоростью 6—6,2 км/с под Флоридскими проливами и на площади, занятой прол. Норт-Уэст-Провиденс, залегает на глубине 4 км, а под Большой Багамской банкой — на глубине 2,5 км [Sheridan R. E., 1966]. По данным поинтервальных скоростей, замеренных при сейсмокаротаже на юге Флориды, этот горизонт расположен в нижнемеловых отложениях. Таким образом, представляется вероятным, что формирование впадин на Багамских островах имело первоначально тектонический характер и было связано со сбросами под мелководными карбонатными отложениями, т. е. на глубине менее 20 м. Амплитуда сбросов, возникавших при этом, могла быть очень небольшой.

Современный перепад рельефа между карбонатными платформами и впадинами достигает 2000 м. Следовательно, седиментация аллохтонных мелководных отложений и пелагического материала во впадинах была не в состоянии компенсировать региональное погружение, вследствие чего контраст рельефа со временем увеличивался.

Образование вторичных сбросов в процессе формирования впадин привело к накоплению на двух участках, представлявших собой структурные депрессии, мелководных карбонатных отложений. Они располагаются соответственно к югу от прол. Тонг-оф-те-Ошен и Малой Багамской банки. Оба участка характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями. В зал. Эксума обнаружено не менее девяти диапировых структур. Скорости седиментации, по-видимому, значительно возросли в позднечетвертичную эпоху [Lidz B., 1973].

Природа основания Багамского архипелага становится более понятной, если исходить из того факта, что при картографическом совмещении материков, обрамляющих Атлантику (в соответствии с их расположением в раннемезозойскую эпоху), Багамский регион оказывается в зоне перекрытия [D'Arenigo B., 1970, 1965]. Поскольку район Западной Африки, который в результате такого совмещения перекрывает Багамские острова, существовал, по всей вероятности, до начала раскрытия Атлантического океана, очевидно, что основание Багамского архипелага, по крайней мере частично, образовалось после начала раскрытия Атлантики.

По профилю 11, пройденному согласно Проекту глубоководного бурения, были пробурены четыре глубокие скважины (№ 98—101), вскрывшие мезозойские карбонатные породы пелагических фаций, весьма сходные с аналогичными фациями альпийского Тетиса [Bernoulli D., 1972]. Чередующиеся условия мелководных банок и глубоких проливов особенно хорошо демонстрируются в Апеннинах или Динаридах [D'Arenigo B., 1970].

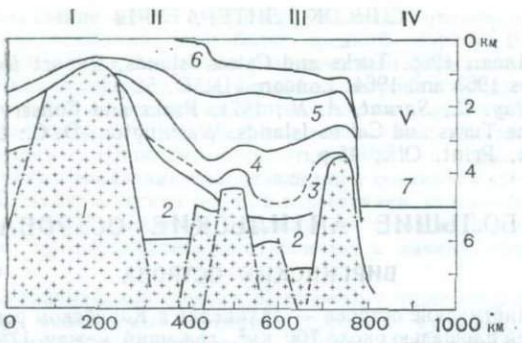


Рис. 4. Схематический широтный профиль через Флоридскую береговую равнину и плато Блейк непосредственно к северу от Багамского архипелага, по В. Ольсену [Olsen W. S., 1974].
I — Береговая равнина, поднятие Окала; *II* — континентальный шельф; *III* — плато Блейк; *IV* — Блейк-Багамская впадина; *V* — сбросовый уступ Блейк; *1* — континентальная кора; *2—6* — отложения: *2* — триасовые, *3* — юрские, *4* — нижнемеловые, *5* — верхнемеловые, *6* — третичные; *7* — пелагические осадки от юрского до голоценового возраста.

Один из возможных путей образования Багамских островов — заполнение узкого прото-Атлантического океана массами обломочных отложений, принесенных с соседних материков. Эти отложения могли в некоторых местах достичь уровня моря, что вызвало бы интенсивное формирование карбонатных банок. Медленное раздвижение материков могло с самого начала сопровождаться эвапоритовой и карбонатной седиментацией. Продолжение разрастания океанического дна Атлантики и возникновение разрывов могли привести к осложнению структуры плиты, что отмечается в современных глубоких впадинах [Dietz R. S. e. a., 1970; Walper J. L., 1971].

Вторая гипотеза образования Багамского архипелага состоит в том, что в начале разрастания океанического дна кора находилась на уровне моря, возможно, из-за аномальных свойств мантии под недавно сформировавшимся срединно-океаническим хребтом. Возможность существования к началу спрединга на уровне моря коры океанического типа подтверждается примером впадины Афар в Эфиопии. Дальнейшее развитие спрединга в восточном направлении должно было привести к установлению в пределах всего Багамского региона океанических условий и обусловить быстрое накопление карбонатных осадков.

Третий вариант происхождения Багамских островов, рассмотренный Э. Учупи с соавторами [Uchupi E. e. a., 1971], предполагает существенное различие структур основания северо-западной и юго-восточной частей Багамского архипелага. Согласно этой гипотезе Северо-Западные Багамы сформировались на погружающейся океанической коре, а основанием Юго-Восточных Багамских островов служил подводный хребет, связанный с древней зоной разломов, по которой произошло смещение гребня древнего Срединно-Атлантического хребта. Для окончательного решения этой проблемы необходим дополнительный геофизический материал.

Таким образом, представляется несомненным существование в Багамском регионе океанической и (или) «растянутой», утоненной континентальной коры. Гипотеза присутствия континентального фундамента выдвигается А. Мейергофом и К. Хэттеном [Meyerhoff A. A., Hatten C. W., 1974] с фиксистских позиций. Мобилистская модель предложена В. Ольсеном [Olsen W. S., 1974], согласно которой разрез плато Блейк хорошо сопоставляется с разрезом Багамского региона (рис. 4).

Доводы в пользу океанического вулканического фундамента — «неократона», на котором на начальных стадиях фазы растяжения накапливались таффогенные юрские обломочные и соленосные толщи, лучше всего согласуются с современными представлениями о тектонике плит [Glockhoff C., 1973].

Полезные ископаемые

На Багамских островах был пробурен ряд нефтепоисковых скважин, однако сколько-нибудь значительных залежей углеводородов обнаружено не было. В испарительных водоемах на о. Инагуа в промышленных количествах разрабатывается поваренная соль; в меньших масштабах она добывается на о. Лонг-Айленд. Из местных известняков о. Большой Багама получают цемент, используемый для внутренних нужд. Имеются небольшие запасы «крепких» известняков, но они находятся на значительных расстояниях от районов строительства. Пиленый дюнный известняк (эолианит), в свое время широко использовавшийся для строительных целей, более не применяется. Оолитовые пески с коммерческим названием «арагонит» разрабатываются драгированием на отмели Кэт к западу от о. Андрос.

Пресная вода добывается с помощью скважин из водоносных линз в известняках. Пресноводные линзы лучше всего развиты в породах, слагающих крупные пологие острова — Андрос, Абако, и других, где они достигают максимальной мощности 40 м; обычно же они значительно меньших размеров [Mather J. D., 1971; Buckley D. K., 1973].

Р. У. Фейрбридж, Р. Н. Янг, К. Г. Гаррисон, М. М. Болл

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Andrews, J. E., Shepard, F. P., Hurley, R. J., 1970. «Great Bahama Canyon», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1061—1078.

Ball, M. M., 1967. «Carbonate sand bodies of Florida and Bahamas», J. Sed. Petrology, 37 (2), 556—591.

Bernoulli, D., 1972. «North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison», in: C. D. Hollister, J. I. Ewing, et al., eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11. Washington, D. C.: Govt. Printing Off., 801—871.

Bullard, E. C., Everett, J., Smith, A. G., 1965. «The fit of the continents around the Atlantic», Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 258A, 41—51.

Chenoweth, P. A., 1970. «Bahama waters provide new carbonate rock data», World Oil, 170, 93—100.

D'Argenio, B., 1970. «Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterranei Europeo ed Americano», Atti Accad. Pontaniana (Naples), 20 (243), 1—34.

Dietz, R. S., Hodden, J. C., Sproll, W. P., 1970. «Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1915—1928.

Fairbridge, R. W., 1961. «Eustatic changes in sea level», Physics and Chemistry of the Earth, vol. 4. London: Pergamon, 99—185.

Ginsburg, R. N., Lloyd, R. M., Stockman, K. W., McCallum, J. S., 1963. «Shallow-water carbonate sediments» in: M. N. Hill, ed., The Sea, vol. 3. New York: Wiley—Interscience, 554—582.

Glockhoff, C., 1973. «Geotectonic evolution and subsidenc of the Bahama platform: discussion», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3473—3476. (see discussion: Dietz and Holden, ibid., 3477—3482.)

Illing, L. V., 1954. «Bahaman calcareous sands», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 38, 1—95.

Lind, A. P., 1969. «Coastal landforms of Cat Island, Bahamas», Res. Pap. 122, Univ. Chicago, Dept. Geogr., 156 p.

Lidz, B., 1973. «Biostratigraphy of Neogene cores from Exuma Sound Diapirs, Bahama Islands», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 57 (5), 841—857.

Meyerhoff, A. A., Hatten, C. W., 1974. «Bahamas salient of North America: tectonic framework, stratigraphy and petroleum potentical», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 58 (6), 1201—1239.

Neumann, A. C., 1969. «Algal production and lime mud deposition in the Bight of Abaco: a budget», Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 121, 219.

Sheridan, R. E., 1971. «Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform, discussion», Bull. Geol. Soc. Am., 82 (3), 807—809.

Sheridan, R. E., Drake, C. L., et al., 1966. «Seismic refraction study of continental margin east of Florida», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 50, 1972—1991.

Stockman, K. W., Ginsburg, R. N., Shinn, E. A., 1967. «The production of lime mud by algae in South Florida», J. Sed. Petrology, 37, 633—648.

Talwani, M., 1960. «Gravity-anomalies in the Bahamas and their interpretation», Ph. D. thesis, Columbia Univ.

Uchupi, E., Milliman, J. D., Luyendyk, B. P., Bowin, C. O., Emery, K. O., 1971. «Structure and origin of southeastern Bahamas», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 55, 687—704.

Walper J. L., 1971. «Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform: discussion», Bull. Geol. Soc. Am., 82 (4), 1129—1130.

Young, R. N., 1972. «The application of carbonate facies analysis to landform studies for development in Cat Island and Abaco Island, Bahamas», Mem. 6th Conf. Geol. del Caribe, Margerita, Venezuela, 163—165.

ТЕРКС И КАЙКОС

Острова Теркс и Кайкос (владения Великобритании) расположены в юго-восточной части Багамского архипелага, к северу от Гаити. Координаты островной группы 21—22° с. ш. и 71—72° 30′ з. д., общая площадь около 430 км².

Климат характерен для области действия северо-восточных пассатов: мягкий и теплый в течение всего года, но с довольно частыми ураганами в начале и в конце летнего периода. Среднегодовая норма осадков на о. Гранд-Терк составляла 685 мм, но за последние 10 лет упала до 584 мм. Реки и ручьи отсутствуют; имеются запасы солоноватых вод, извлекаемых с помощью колодцев; используется и дождевая вода.

В геологическом отношении островная группа Теркс и Кайкос сходна с другими островами Багамского архипелага и сложена четвертичными морскими известняками, частично перекрытыми эолианитами и пляжевыми грядами. Рельеф расчлененный, карстового типа; карст интенсивно развивался в плейстоцене, в периоды низкого стояния уровня океана. Вдоль северо-восточного (Атлантического) побережья протягиваются обширные зоны коралловых рифов. Согласно радиоуглеродным определениям рифового известняка вблизи о. Саут-Кайкос среднеголоценовый уровень моря был приблизительно на 1 м выше современного.

Из полезных ископаемых разрабатывались только гуано, а также четвертичные соли, образовавшиеся за счет солярного испарения. Разработка гуано стала нерентабельной уже в начале текущего столетия, но промышленная добыча соли как главная отрасль индустрии продолжалась вплоть до 1964 г.; в настоящее время соль получают ручным способом только на о. Солт-Кей.

Дж. Д. Мейтер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Anon., 1966. Turks and Caicos islands, Report for the Years 1963 and 1964. London: HMSO, 52 p.

Ray, C., Sprunt, A. N., 1971. Parks and Conservation in the Turks and Caicos Islands. Washington, D. C.: U. S. Govt. Print. Off., 45 p.

БОЛЬШИЕ АНТИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

ВИРГИНСКИЕ ОСТРОВА

Виргинские острова — архипелаг в Карибском регионе общей площадью около 700 км², лежащий между 17°40′—18° 50′ с. ш. и 64° 75′—65° 10′ з. д. Северная группа входит в состав британской колонии «Подветренные острова» и включает около 30 островов площадью 174 км²; наиболее крупные из них — Тортола, Вёрджин-Горда, Норман и Анегада. В состав южной группы, принадлежащей США, входят острова Сент-Томас, Сент-Джон и Санта-Крус, а также более 50 островков и скальных выступов, в основном необитаемых.

За исключением о. Санта-Крус, архипелаг расположен в пределах Виргинской банки, являющейся продолжением островного шельфа Пуэрто-Рико; средняя глубина банки 46 м, склоны ее круто погружаются ко дну океана. Океаническая впадина, разделяющая о. Санта-Крус и другие Виргинские острова, имеет глубину более 3660 м. Как считает большинство исследователей, в структурном отношении Виргинские острова тесно связаны с Пуэрто-Рико и образуют восточное окончание Больших Антильских островов. Приблизительно в 150 км к востоку расположена северная часть Малоантильской островной дуги *.

Кроме о. Анегада, низменного и плоского, почти все острова архипелага характеризуются неровной поверхностью и крутыми склонами. Высшая точка — гора Сейдж на о. Тортола (542 м). В южной части о. Вёрджин-Горда расположена плоская низменность, известная под названием Вэлли. Центральная долина на о. Санта-Крус разделяет восточную и западную горные гряды.

Климат Виргинского архипелага сравнительно сухой; среднегодовая норма осадков составляет 1000—1300 мм. Бо́льшая часть островов покрыта кактусами, колючими кустарниками и травами, хотя иногда встречается тропическая растительность. Существуют серьезные затруднения с пресной водой. Полезные ископаемые изучены плохо. В прошлом столетии периодически эксплуатировался медный рудник на о. Вёрджин-Горда; при обогащении руды в хвостах был обнаружен молибденит. Одно время проводилась разработка строительного камня для местных нужд, однако ныне он почти целиком заменен бетоном.

История геологического развития. Древнейшие образования Виргинского архипелага обнаружены в южной части островов Сент-Томас и Сент-Джон. Это серия подводных лавовых потоков и брекчий спилитов и кератофиров, иногда с пропластками радиоляритов, общей мощ-

---

* *Восточным окончанием геосинклинальной системы* Больших Антильских островов являются Виргинские острова, расположенные к востоку от Пуэрто-Рико и, подобно этому острову, сложенные доальбской кремнисто-спилито-кератофировой формацией, андезитовой формацией альб-сеномана, обломочно-карбонатными осадками сантона—эоцена и олигоцен-миоценовыми известняками. Прол. Анегада, совпадающий с зоной разломов северо-восточного простирания, отделяет Виргинские острова и Большие Антильские в целом от Малых Антильских островов, образующих самостоятельный сегмент Антильской дуги. — *Прим. пер.*

ностью свыше 4600 м (рисунок). Полагают, что они имеют раннемеловой или даже более древний возраст. Радиолярии близки к известным раннемеловым формам.

Выше несогласно залегает 6-километровая толща брекчий и туфов авгитовых андезитов с несколькими известняковыми линзами. Она перекрывается (также с несогласием) туфовыми граувакками мощностью 1800 м с подводными брекчиями оползания, включающими у основания крупные глыбы вулканических пород и известняков. В известняках обнаружены моллюски, кораллы, иглокожие и головоногие, предположительно относимые к началу позднего мела.

За граувакками следует, по-видимому, тоже несогласно, толща андезитовых брекчий, туфов и вулканогенных песчаников мощностью свыше 7600 м. В ней обнаружено несколько известняковых линз со среднеэоценовыми фораминиферами.

В середине или в конце эоцена произошло внедрение крупного батолита; по времени оно, очевидно, совпало с интенсивными деформациями и метаморфизмом. После миоцена вулканическая деятельность продолжалась, что привело к накоплению еще 1800 м туфов и брекчий. В этих толщах обнаружены обломки пород батолита.

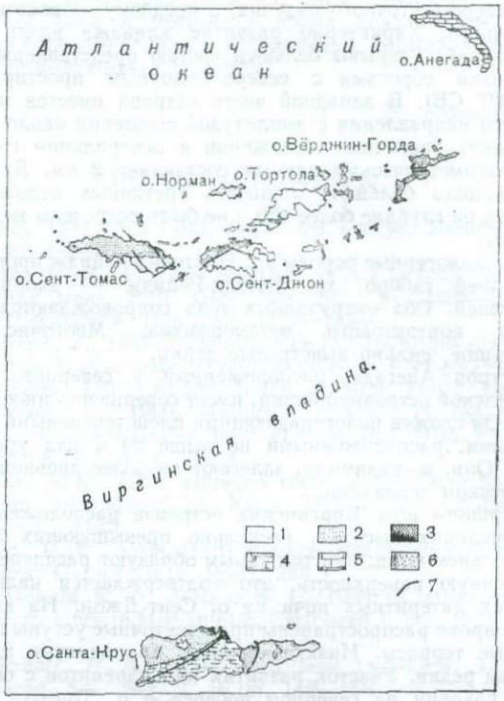
Разрез о. Санта-Крус имеет иной характер. Он представлен мощными верхнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями, турбидитами и туфопесчаниками общей мощностью почти 10 000 м. Вся толща, по-видимому, формировалась в субаквальных условиях; присутствие обломков спилитов и кератофиров и следов течений в турбидитах свидетельствует о том, что обломочный материал накапливался на южном подводном склоне дна океана, поступая, очевидно, из северных районов архипелага. Туфопесчаники, по-видимому, образовались в результате переотложения принесенного ветром материала близлежащих вулканических конусов. Во многих породах обнаружена неопределимая микрофауна; впрочем, фораминиферы и некоторые окаменелости (рудисты), найденные в одном-двух местонахождениях, указывают на позднемеловой возраст.

После накопления этих толщ они подверглись складчатости, были нарушены сбросами и прорваны штоками габбро и диоритов. Отмечается слабый метаморфизм вулканогенно-осадочных пород. В центральной части острова образовался грабен, заполнившийся в позднем олигоцене и раннем миоцене 2300-метровой толщей осадков, хотя на поверхности обнажаются лишь верхние 180 м мергелей и известняков с фораминиферами, моллюсками и кораллами. Нижняя, преимущественно глинистая, часть вскрыта буровыми скважинами.

Эрозионные поверхности, приподнятые рифы и подводные террасы, включая известняковые отложения о. Анегада, свидетельствуют о колебаниях уровня океана в плиоцене и в четвертичный период.

Структурные и геоморфологические особенности. Бóльшая часть архипелага сложена меловыми и эоценовыми породами, моноклинально погружающимися в направлении на север под углом около 40° на островах южной группы и более круто (вплоть до обратного падения на северных (британских) островах. Простирание пород, как правило, широтное, хотя поперечные складки и сбросы вызывают местные отклонения.

На островах Сент-Томас и Сент-Джон выделяются две системы разрывов северо-западного и северо-восточного направления; первая представлена правосторонними сдвигами, вторая — левосторонними. Между разрывами северо-восточного простирания, имеющими, кроме того, значительную вертикальную составляющую (сбросо-сдвиги), сформировался грабен, протягивающийся от западной части о. Сент-Джон на юго-восток о. Сент-Томас и далее в юго-западном направлении на соединение с Виргинской впадиной. На островах северной группы также



Схематическая геологическая карта Виргинских островов [Donnelly T. W., 1966; Helsley C. E., 1960; Whetten J. T., 1966].

1 — нижнемеловые (?) образования (преимущественно спилитовые и кератофировые потоки, в подчиненном количестве кремнистые сланцы); *2* — позднемеловые вулканиты (на севере главным образом андезитовые пирокластические породы, на о. Санта-Крус — в основном вулканогенно-осадочные образования и туфы); *3* — эоценовые вулканические породы, преимущественно пирокластические; *4* — миоценовые мергели; *5* — плейстоценовые известняки; *6* — интрузии, главным образом тоналитовые и гранодиоритовые, реже габбро; *7* — разломы.

отмечается значительное число небольших разрывов с право- и левосторонними смещениями.

Бóльшая часть площади островов Вёрджин-Горда, а также Тортола, Сент-Джон и прилежащих мелких островков занята крупным батолитом средне-позднемиоценового возраста. Он сложен преимущественно тоналитами и гранодиоритами, хотя состав пород изменяется от габбро (местами расслоенного) до пегматоидных гранитов; встречаются диориты с орбикулярной (шаровой) текстурой.

Все породы подверглись воздействию слабого регионального метаморфизма; вблизи батолита отмечаются фации пироксеновых роговиков. Широко развиты андезитовые и базальтовые дайки, как до-, так и послебатолитовые.

Под действием выветривания гигантские валуны пород батолита местами образовали нагромождения на поверхности, обусловившие возникновение причудливых форм рельефа. Так, небольшой островок «Павший Иерусалим», расположенный неподалеку от о. Вёрджин-Горда, получил свое название за сходство с руинами древнего города.

Остров Санта-Крус отделен от основной группы глубокой Виргинской впадиной. Протягивающиеся на северо-западе острова хр. Нортсайд-Рейндж и хр. Истэнд-Рейндж в его восточной части сложены туфами и вулканогенно-обломочными породами мелового возраста. Они сильно расчленены, характеризуются крутыми склонами и разделяются межгорной долиной, представляющей собой грабен, выполненный среднетретичными осадками. Меловые породы подверглись воздействию двух этапов складчатости; раннему из них свойственны осевые плоскости се-

вер-северо-восточного падения, а позднему — восток-юго-восточного. Характерно развитие кливажа вдоль этих плоскостей. Разрывы большей частью представлены нормальными сбросами с северо-восточным простиранием (20—80° СВ). В западной части острова имеется надвиг южного направления с амплитудой смещения около 5 км. Мощность третичных отложений в центральном грабене по гравиметрическим данным составляет 2 км. Бурение подтвердило бо́льшую мощность третичных отложений, так как на глубине более 450 м не были встречены меловые породы.

Вулканогенные породы хр. Нортсайд-Рейндж прорваны интрузией габбро, хр. Истэнд-Рейндж — диоритовой интрузией. Оба интрузивных тела сопровождаются ореолами контактового метаморфизма. Многочисленны небольшие, сильно выветрелые дайки.

Остров Анегада, расположенный у северного края Виргинской островной банки, имеет совершенно иное строение. Он сложен пологопадающими плейстоценовыми известняками, расположенными не выше 24 м над уровнем моря. Они, по-видимому, залегают на более древнем вулканическом основании.

Вершины всех Виргинских островов расположены на равновеликих высотах, несколько превышающих 300 м над уровнем моря; они тем самым образуют расчлененную эрозионную поверхность, что подтверждается наличием древних латеритных почв на о. Сент-Джон. На высоте 80 м широко распространены промежуточные уступы и эрозионные террасы. Низкие террасы, приподнятые пляжи и рифы редки. Участок развития калькаренитов с обломками раковин на северном побережье о. Тортола, возможно, является останцом плейстоценового или более древнего пляжа. На северо-западном побережье о. Санта-Крус обнаружены поднятый пляж и рифовая постройка; в нескольких местах у побережья отмечаются рифы, выступающие на 1 м над современным уровнем моря.

Хотя Виргинская банка по имеющимся данным и не подвергалась значительному воздействию тектонических движений со времени ее образования, она, очевидно, слегка наклонена к северу.

Дж. Д. Уивер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Donnelly, T. W., 1966. «Geology of St. Thomas and St. John, U. S., Virgin Islands», Geol. Soc. Am., Mem. 98, 85—176.

Donnelly, T. W., 1972. «Deep-water, shallow-water, and subaerial island-arc volcanism: an example from the Virgin Islands», Geol. Soc. Am., Mem. 132, 401—414.

Earle, K. W., 1924. «The geology of the British Virgin Islands», Geol. Mag., 61, 339—351.

Helsley, C. E., 1960. «Geology of the British Virgin Islands, thesis, Princeton Univ., 219 p.

Macintyre, I. G., 1972. «Submerged reefs of eastern Caribbean», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (4), 720—738. (Also, Meyerhoff, H. A., 1973. «Discussion», Ibid., 57 (2), 407—411).

Whetten, J. T., 1966. «Geology of St. Croix, U. S. Virgin Islands», Geol. Soc. Am., Mem. 98, 177—239.

ГАИТИ

Республика Гаити — государство в Вест-Индии, занимающее западную треть о. Гаити (Эспаньола) *, входящего в состав Больших Антильских островов, площадь 27 750 км². На севере омывается Атлантическим океаном, на юге — Карибским морем, на востоке граничит с Доминиканской Республикой.

Рельеф страны гористый, почти две трети территории представлено горными хребтами субширотного (запад-северо-западного) и широтного простирания. Главные из них — Северный *, Монтань-Нуар, От и Сель **. Горы разделяются речными долинами и плодородными равнинами с великолепной растительностью в центральной части страны. На западе расположены сухие саванны, в поверхностном слое которых развиты железистые корки. На востоке произрастают густые ксерофитовые леса.

Разрабатываются богатые залежи бокситов и медные руды. Имеются также плохо изученные месторождения золота, серебра, сурьмы, олова, серы, никеля, гипса и углей.

Наиболее древние фаунистически охарактеризованные породы Гаити имеют нижнемеловой (готерив-барремский) возраст; они представлены частично окремненными пелагическими известняками и радиоляритами, переслаивающимися с вулканическими породами, главным образом подводными базальтами, сопровождаемыми андезитами [Mitchell R. C., 1953]. В северных районах страны базальты несогласно перекрываются андезитами и дацитами [Kesler S. E., 1968].

По мнению некоторых исследователей, эти породы залегают на базальном комплексе от умеренно до слабометаморфизованных пород, связанных с аппалачской (аллеганской) эпохой диастрофизма, однако указанное предположение не подтверждается фактическим материалом. Эта устаревшая гипотеза была выдвинута 30 лет назад Р. Вейлем и оспорена Ж. Бюттерленом [Butterlin J., 1954, 1960], под руководством которого проводилась бо́льшая часть полевых исследований на Гаити.

В разрезе верхнего мела снизу вверх постепенно возрастает доля осадочных пород, и сенон представлен уже известняками и аргиллитами формации Труа-Ривьер. На юго-западе Гаити, особенно в горах От, развиты мощные отложения известняков с пелагической фауной; это формация Макайя, также преимущественно сенонского возраста. С накоплением известняков этой формации сопряжены обширные подводные излияния базальтовых лав. Рассматриваемые отложения сходны с породами Венесуэльской котловины Карибского моря и свидетельствуют о том, что Гаити является приподнятым блоком океанической коры *** [Edgar N. T., Saunders J. B. in Anon., 1971].

С ларамийской орогенической фазой в конце мела связана бо́льшая часть проявлений метаморфизма в породах базального комплекса. Образование эшелонированных складок северо-западного направления сопровождалось внедрением интрузий главным образом гранодиоритового состава. Ультраосновные породы представлены серпентинизированными перидотитами, основные — долеритами, кислые — кварцевыми диоритами.

В палеоцене началась новая трансгрессия, после чего морская седиментация продолжалась до середины эоцена. Она началась с отложения крупногалечных конгломератов, песчанистых глин, известковистых песчаников и обломочных известняков (формация Мариго). В раннем эоцене

---

* А также прилежащие острова Гонав, Тортю, Раш и другие. — *Прим. пер.*

* Западная ветвь главного хребта острова Гаити — Кордильеры-Сентраль, пересекающего его с северо-запада на юго-восток. — *Прим. пер.*

** С вершиной Ла-Сель (2680 м), наивысшей в Гаити. — *Прим. пер.*

*** Сегмент Больших Антилл Антильской островодужной системы состоит из трех самостоятельных зон поднятий, сливающихся в одну на о. Гаити и в таком виде прослеживающихся на восток до прол. Анегадо, разделяющего Большие и Малые Антиллы [Хаин В. Е., 1971]. — *Прим. пер.*

(формация Абюйо) на ряде участков накапливался также обломочный материал, но преобладали пелагические батиальные фации с мелоподобными известняками, переходящими по направлению к берегу в калькарениты. Южная часть Гаити и п-ов Бараона испытывали непрерывное опускание.

В среднем эоцене, особенно на Северо-Западном полуострове и в горах Монтань-Нуар, происходило интенсивное погружение (сопоставимое с опусканием района гор Сьерра-Маэстра на востоке Кубы), которое привело к накоплению мощных толщ базальтовых и андезитовых туфов с тонкими прослоями известняков (формация Пероден). Повсеместно развиты калькарениты формации Плезанс типа «Желтых известняков» Ямайки, сравнимые также с отложениями формации Идальго Доминиканской Республики. Вслед за поднятием Кордильеры-Централь и погружением южной части острова возобновилось формирование обломочных фаций.

Верхний эоцен характеризовался общей регрессией в связи с орогенезом, происшедшим в верхнем и среднем эоцене. Лишь на крайнем севере и юге территории продолжалась пелагическая седиментация, сопряженная с подводными лавовыми излияниями (соответственно формации Эннери и Нейба). В центральных районах страны отмечались орогенические движения, сопровождавшиеся внедрением гранодиоритов и долеритов.

На юге Гаити в раннем олигоцене продолжались погружение и формирование пелагических мелоподобных известняков и кремнистых пород. В среднем олигоцене на большей части северных и центральных районов страны началась общая трансгрессия; накапливались обломочные породы, а затем — карбонатные. Песчаниково-известняковая формация Ла-Крет перекрывается отложениями глинисто-известняковой формации Мадам-Жуа. В горах Трудо встречены нефелиновые вулканические породы. В позднем олигоцене аккумулировались карбонатные осадки, за исключением областей, вновь испытавших поднятие.

Орогенические движения преимущественно широтного направления возобновились в самом конце олигоцена и продолжались до недавнего времени. Они сопровождались образованием изоклинальных складок, характеризующихся как северным, так и южным падением. Широко развиты олигоцен-миоценовые синорогенные флишевые отложения больших мощностей — песчаники и глины формаций Томонде и Ривьер-Грис. Сформировавшиеся в ходе поднятия троги заполнились мощными обломочными молассовыми отложениями миоцена (формации Лас-Каобас и Морн-Дельмас). Молассовые конгломераты и другие обломочные породы плиоценового возраста прослеживаются на юге страны (формация Ривьер-Гош), однако бóльшая часть региона в плиоцене была приподнята и претерпела эрозию и пенепленизацию; местами отмечаются континентальные отложения. В позднем плиоцене и в четвертичный период пенепленизированная поверхность была разбита на блоки сбросами, переходящими местами в «сброс-складки» и, по данным некоторых исследователей, сменяющимися надвигами, направленными на север [Mitchell R. C., 1954; Meyerhoff H. A., 1954]. Некоторые подвижки сопровождались излияниями лимбургитовых и нефелиновых базальтов [MacDonald W. D., Melson W.G., 1969]. Вдоль побережий отмечаются приподнятые пляжи и рифы плейстоценового возраста, свидетельствующие как о дифференцированных поднятиях, так и об эвстатических погружениях; высоты их в районе плато Бомбардополис превышают 600 м (в Сьерра-Маэстра на Кубе они составляют 300 м).

С плитотектонической точки зрения о. Гаити представляет собой «микроплиту», ограниченную разломами сдвигового характера от Кубы и Пуэрто-Рико соответственно с запада и с востока. На основании ряда данных, в том числе сейсмических, Д. Брейси и П. Фогт [Bracey D. R., Vogt P. R., 1970] предположили, что Атлантическая океаническая кора в настоящее время поддвигается под о. Гаити в юг-юго-западном направлении, формируя короткую островодужную структуру.

Ж. Бюттерлен

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Anon., 1971. 6th Conf. Geol. del Caribe, Resúmenes, 41 p. plus suppl.

Bracey, D. R., Vogt, P. R., 1970. «Plate tectonics in the Hispaniola area», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 2855—2860. (Also «Discussion», Ibid., 82, 1123—1128).

Butterlin, J., 1954. La géologie de la République d'Haïti et ses rapports avec celle des régions voisines. Port-au-Prince: Publ. Comm. 150th Anniv. Indep. Républ. Haiti, 446 p.

Butterlin, J., 1960. «Géologie générale et régionale de la République d'Haiti», Trav. et Mem. Inst. Htes. Etudes Am. Latine (Paris), 6, 194 p.

Kesler, S. E., 1968. «Igneous rocks of the Terre Neuve Mountains and Massif du Nord, Haiti», 5th Caribbean Geol. Conf., Abstr.

Logan, R. W., 1968. Haiti and the Dominican Republic. New York: Oxford Univ. Press, 228 p.

MacDonald, W. D., Melson, W. G., 1969. «A late cenozoic volcanic province in Hispaniola», Caribbean J. Sci., 9 (3—4), 81—91.

Meyerhoff, H. A., 1954. «Antillean tectonics», Trans. N. Y. Acad. Sci., Ser. 2, 16 (3), 149—155.

Mitchell, R. C., 1953. «New data regarding the dioritic rocks of the West Indies», Geol. Mijnb., 15, 285—295.

Mitchell, R. C., 1954. «Hauteurs de profils agrandis et errements tectoniques dans les travaux sur les Antilles», Cahier Geol. Thoiry, 23, 201—205.

ДОМИНИКАНСКАЯ РЕСПУБЛИКА

Доминиканская Республика — государство в Вест-Индии с площадью 48 735 км², занимающее восточную, бóльшую часть (приблизительно две трети) острова Гаити (Эспаньола) — второго по размерам среди Больших Антильских островов, открытого Колумбом в 1492 г. Северное побережье Доминиканской Республики омывается Атлантическим океаном, южное — Карибским морем; на востоке она примыкает к прол. Мона, отделяющему ее от Пуэрто-Рико, на западе граничит с Республикой Гаити.

С северо-запада на юго-восток территорию Доминиканской Республики пересекают четыре залесенных хребта. Наиболее крупный из них — Кордильера-Сентраль, достигающий 3175 м [гора Дуарта (Тина) — самый высокий пик Вест-Индии]. От второго крупного хребта, Кордильеры-Септентриональ, протягивающегося вдоль северного побережья, он отделяется низменной впадиной, орошаемой на западе р. Яке-дель-Норте (долина Сибао), а на востоке — р. Юна (долина Вега-Реаль). В юго-восточной части страны расположены два хребта Кордильеры-Орьенталь небольшой протяженности, разделяемые глубокой межгорной впадиной (грабеном) с бессточным соленым оз. Энрикильо, лежащим на 50 м ниже уровня моря.

Климат страны смягчается океанскими бризами и поэтому температура здесь редко превышает 32° С. Северо-восточные пассаты увлажняют наветренные склоны гор, а запад и юг территории характеризуются засушливым климатом и развитием пустынь. Дождливые сезоны приходятся на май — июнь и сентябрь — ноябрь месяцы. Самое холодное время — с ноября по март.

В Доминиканской Республике добывают бокситы, железо, никель, соль и гипс. Железные руды обнаружены в контактовых месторождениях вблизи Атильо, у север-

ного подножия Кордильеры-Сентраль; запасы их составляют 45 млн. т при содержании железа 67%. Аналогичные залежи приурочены к южным склонам хр. Сьерра-де-Монте-Кристи, у Сабана-Гранде. С серпентинитами южных отрогов Кордильеры-Сентраль связаны латеритовые месторождения никеля (горнорудный комплекс «Фелконбридж Доминикана» вблизи Бокао); запасы никелевых руд достигают 4 млн. т. В холмах Серро-де-Сал известнякового хр. Сьерра-де-Нейба (на юго-западе страны) расположено одно из крупнейших в мире соляных месторождений. Оно приурочено к нижнемиоценовым эвапоритам и содержит 400 млн. т галита. Здесь же имеются залежи гипса. На р. Нисао возведена плотина и построена гидроэлектростанция Бальдесия мощностью 60 тыс. квт; крупная электростанция (80 тыс. квт) расположена на р. Бао.

Стратиграфия. Основные особенности геологического строения восточной части о. Гаити были выявлены У. Гэббом [Gabb W. M., 1873], выделившим: 1) интенсивно раздробленное основание мелового возраста; 2) окаймляющие пояса третичных осадочных пород и 3) постплиоценовый чехол известняков и гравелитов, которые он назвал «антиллитами» или «Береговой формацией». Т. Воган с соавторами [Vaughan T. V. e. a., 1921] установил, что последняя фактически представляет собой фаунистически охарактеризованную миоценовую толщу, а четвертичные отложения формируют лишь перекрывающий ее тонкий слой. Образование поверхностной травертиновой коры выветривания на карбонатных породах всех возрастов затрудняет их расчленение [Barrett W., 1962]. Исследования Ж. Бюттерлена [Butterlin J., 1956] показали значительное сходство геологического строения территории Доминиканской Республики с западной частью о. Гаити, а также с Пуэрто-Рико.

Наиболее древние фаунистически охарактеризованные породы имеют апт-альбский возраст [Koschmann D. G., Gordon M., 1950; Bowin C. O., 1966]. По мнению Ж. Бюттерлена, на этом этапе геологического развития Кубинская геосинклиналь протягивалась через Гаити, и разрез рассматриваемого региона характеризовался переслаиванием спилитов и кератофиров * с окремненными известняками и радиоляритами отчетливо глубоководных фаций; к ним относятся формации Дуарте и Маймон [Bowin C. O., 1966]. Породы метаморфизованы до стадии зеленых сланцев и несогласно перекрыты подводными излияниями базальтов и андезитов (формации Сьете-Кабесас и Перавильо) [Bowin C. O., 1966]. По направлению к кровле мела постепенно появляются пелагические карбонаты (гаитянская формация Макайя). В предтретичный период проявилась ларамийская орогеническая фаза, когда сформировались складки от широтного до запад-северо-западного простирания.

Разрез палеогена начинается трансгрессивными обломочными образованиями, сменяющимися выше карбонатами; местами встречаются подводные базальты и туфы. В известняках Идальго часты калькарениты. Верхний эоцен имеет регрессивный характер в связи с орогеническими подвижками, имевшими место в конце среднего эоцена. В раннем олигоцене седиментация возобновилась; накапливались мергели и известняки формации Сомбрерито в нижней части олигоценового разреза, те же породы формаций Себико и Флорентино — в средней части.

Интенсивная складчатость позднего олигоцена и раннего миоцена привела к развитию флиша. Дальнейший подъем территории (при одновременном углублении впадин) обусловил формирование молассовых фаций (группа Яге). Доминиканский миоцен подразделяется на следующие три части: 1) формация Серкадо нижнего миоцена, представленная конгломератами, песчаниками и алевролитами; 2) формация Гурабо среднего и верхнего миоцена [Bermudez P. J., Seiglie G. A., 1970], сложенная песчанистыми известняками и мергелями, и 3) венчающая разрез нижнеплиоценовая формация Мао (песчаники и известняки).

В плиоцене произошли общий подъем и пенепленизация территории, местами сопровождавшиеся формированием прибрежных формаций с конгломератами и рифовыми образованиями. В конце третичного — начале четвертичного периода развитие блоковой тектоники привело к дифференцированным поднятиям в регионе.

Плейстоцен характеризуется широким развитием покровных гравелитов, обычно мощностью 1—2 м, местами с прослоями глин; эти образования приурочены к зоне прибрежных равнин с отметками ниже 120 м и полого падают в направлении к морю, постепенно уменьшаясь в мощности. Как считают, они представлены регрессивными фациями, отражающими различные этапы оледенения. Их перекрывают многочисленные морские террасы с волноприбойными нишами и высоко поднятыми (до 82 м) отложениями пляжей и коралловыми рифами. Формирование террас является результатом взаимодействия между гляциоэвстатическими колебаниями и тектоническими поднятиями [Barrett W., 1962].

Прибрежные речные долины окаймляются аналогичными плейстоценовыми террасами, сложенными красновато-коричневыми аллювиальными отложениями и более древними глинами и известняками. Долины сильно заглублены под уровень моря. Например, устьевая часть долины р. Ла-Романа представляет собой эстуарий глубиной 100 м, круто погружающийся в подводный каньон, глубина которого достигает 1400 м на расстоянии всего лишь 300 м от берега. Отмечаются рифы и затопленные террасы вдоль береговых клифов.

Еще одно свидетельство аридности климата и регрессивного характера фаций в плейстоцене — широкое развитие карбонатных эолианитов (особенно в районе Кабесота-де-Барлобенто). Последние предположительно датируются висконсинским возрастом, хотя на них и не фиксируется следов наиболее высоких стояний плиоценового моря, не считая признаков небольших колебаний уровня океана в голоцене. По характеру косой слоистости устанавливается преобладание в то время северо-восточных пассатов.

В долине р. Сан-Хуан и в районе Констансы [MacDonald W. D., Melson W. G., 1969] встречены четвертичные лимбургиты, подобные одновозрастным нефелиновым базальтам республики Гаити. Как полагает Т. Донелли [Anon., 1971], излияния их связаны с зоной Беньофа, расположенной под северо-восточной частью о. Гаити.

Ж. Бюттерлен, Р. У. Фейрбридж

* Начальный период геосинклинального развития системы Больших Антилл характеризуется мощным подводным вулканизмом с образованием спилито-диабазового и спилито-кератофирового комплексов мощностью до 6000—7000 м [Чехович В. Д., 1965]. — *Прим. пер.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Anon., 1971. 6th Conf. Geol. del. Caribe, Resúmenes 41 p. (mimeograph with suppl.).

Barrett, W., 1962. «Emerged and submerged shorelines of the Dominican Republic», Revista Geogr. (Inst. Pan—Am. Geogr. Hist., Brazil), 30 (56), 51—77.

Bermudes P. J., Seiglie, G. A., 1970. «Age, paleoecology, correlation and Foraminifers of the uppermost Tertiary formation of northern Puerto Rico», Caribbean J. Sci., 10 (1, 2), 17—24.

Bowin, C. O., 1966. «Geology of central Dominican Republic (a case history of pert of an island arc)», Geol. Soc. Am., Mem. 98, 83 p.

Butterlin J., 1956. La constitution géologique et la structure des Antilles. Paris: Centre Nat. Rech. Sci., 453 p.

Gabb, W. M., 1873. «On the topography and geology of Santo-Domingo», Trans. Am. Phil. Soc. Phila, 15, 49—259.

Koschmann, D. G., Gordon, M., Jr., 1950. «Geology and mineral resources of the Maimon Hatillo district, Dominican Republic», U. S. Geol. Surv. Bull., 964-D., 307—359.

Macdonald, W. D., Melson, W. G., 1969. «A late Cenozoic volcanic province in Hispaniola», Caribbean J. Sci., 9 (3—4), 81—91.

Nagle, F., 1966. Geology of the Puerto Plata Area, Dominican Republic. Nat. Sci. Found., Dept. Geol., Grant G 14217, 171 p.

Nagle, F., 1971. «Geology of the Puerto Plata Area, Dominican Republic, relative to the Puerto Rico trench», Trans. Caribbean Geol. Conf., 5, 79—84.

Vaughan, T. W., et al., 1921. A Geological Reconnaissance of the Dominican Republic. Geol. Surv. Dom. Repub., 268 p.

КАЙМАНОВЫ ОСТРОВА

Островная группа, состоящая из островов Большой Кайман, Малый Кайман и Кайман-Брак, расположена в Карибском море, к югу от Кубы и к запад-северо-западу от Ямайки. Остров Кайман-Брак, занимающий в группе самое восточное положение, находится в 216 км к западу от м. Крус (Куба); длина этого острова около 21 км, ширина 2,5 км. Малый Кайман, имеющий приблизительно такие же размеры, расположен в 8 км западнее о. Кайман-Брак. Большой Кайман (его длина 32 км при ширине 6,5—13 км) находится приблизительно в 96 км к юго-западу от Малого Каймана и в 290 км к юг-юго-востоку от о. Пинос.

Рассматриваемая островная группа входит в состав Британской Вест-Индии. Административный центр и наиболее крупный город — Джорджтаун, расположенный на о. Большой Кайман. Рельеф этого острова плоский, низменный; берега окружены коралловыми рифами. Таким же рельефом характеризуются и другие острова, только Кайман-Брак отличается несколько большей (до 40 м) высотой над уровнем моря. Климат в этом районе Карибского бассейна жаркий и влажный.

Архипелаг Кайман располагается на древнем подводном хребте, который ранее, до погружения региона, протягивался, очевидно, в виде надводной горной цепи как на восток до Сьерры-Маэстра на Кубе, так и на запад — через банку Мистерьоса — вплоть до побережья Центральной Америки (по-видимому, до гор Майя в Белизе).

Вполне вероятно, что Каймановы острова, также как Гаити и Ямайка, располагались когда-то ближе к Центральноамериканскому побережью и что они заняли свое современное положение в результате левосторонних сдвигов [Matley C. A., 1926; Hess H. H., Maxwell J. C., 1953].

Желоб Кайман (который иногда называют трогом Бартлетт), глубиной до 7119 м, расположен к югу от рассматриваемой островной группы и протягивается в запад-юго-западном направлении от юго-восточного окончания о. Куба до Карибского побережья Гватемалы, в пределах которой он продолжается как крупный линеамент.

В результате морских геологических исследований, проведенных в районе желоба Кайман, было установлено, что он приурочен к границе Карибской и Североамериканской плит. Отчетливо выделяются разломы двух направлений. Основные разломы — субширотные (восток-северо-восточного простирания) и представлены левосторонними сдвигами. Поперечные разломы (правосторонние сдвиги) характеризуются северо-западным простиранием.

Имеются доказательства того, что желоб развивался как мегасдвиг с раннетретичной эпохи; до сего времени в его пределах отмечается высокая сейсмичность [Pinet P. R., 1971; Erickson A. J. e. a., 1972]. Структуры, которые, скорее всего, являются соляными диапирами, выявлены вдоль гондурасского участка желоба; это может свидетельствовать о начале процесса раздвижения плит. Активные движения, по-видимому, происходили в течение миоцена — плиоцена. При этом общее поперечное смещение достигает, по всей вероятности, 400 км.

Каждый из трех островов группы Кайман представляет собой ограниченный сбросами блок, сложенный белыми среднетретичными известняками, относящимися к формации Блафф, возраст которой, по-видимому, варьирует от олигоцена до миоцена на различных островах. Вдоль границ каждого острова отмечается оторочка более молодых плейстоценовых известняков, объединяемых в формацию Айроншор, с многочисленными морскими окаменелостями [Matley C. A., 1926; Richards H. G., 1955; Rehder H., 1962; Brunt M. A. e. a., 1973]. Известняки этой формации кое-где возвышаются над уровнем моря на 3—4 м.

Установлено, что о. Большой Кайман в настоящее время испытывает поднятие, причем в течение последних 50 лет он поднимался со скоростью приблизительно 1 см в год. Так, например, на памяти местных жителей некоторые участки острова, где ныне пролегают городские улицы, находились под водой; порт Боддентаун перестал функционировать также в результате воздымания суши.

Совершенно очевидно, что подъем острова не проходил непрерывно со столь большой скоростью. Как показали специальные исследования, поднятие коралловых рифов, расположенных у западного окончания острова, несомненно, произошло несколько сотен или даже тысяч лет назад [Richards H. G., 1955; Folk R. L. e. a., 1973]. Согласно недавним определениям, возраст некоторых коралловых известняков формации Айроншор оказался древнее 35 000 лет [Brunt M. A. e. a., 1973].

Г. Г. Ричардс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Brunt, M. A., Giglioli, M. E. C., Mather, J. D., Piper, D. J. W., Richards, H. G., 1973. «The Pleistocene rocks of the Cayman Islands», Geol. Mag., 110 (3), 209—221.

Eggler, D. H., et al., 1973. «Ultrabasic rocks from the Cayman Trough, Caribbean Sea», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2133—2138.

Erickson, A. J., Jr., et al., 1972. «Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman Trough and Yucatan Basin», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1241—1260.

Folk, R. L., Roberts, H. H., Moore, C. H., 1973. «Black phytokarst from Hell, Cayman Islands (B. W. I.)», Bull. Geol. Soc. Am., 84 (7), 2351—2360.

Gough, D. I., Heirtzler, J. R., 1969. «Magnetic anomalies and tectonics of the Cayman Trough», Geophys. J. Roy. Astronom. Soc., 18, 33—49.

Hess, H. H., Maxwell, J. C., 1953. «Caribbean Research Project», Bull. Geol. Soc. Am., 64, 1—6.

Matley, C. A., 1926. «The geology of the Cayman Islands (British West Indies) and relation to the Bartlett Trough», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 82, 352—387.

Pinet, P. R., 1971. «Structural configuration of the north-western Caribbean plate boundary», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2027—2032.

Rehder, H., 1962. «The Pleistocene mollusks of Grand Cayman Island, with notes on the geology of the island», J. Paleontol., 36 (3), 583—585.

Richards, H. G., 1955. «The geological history of the Cayman Islands», Acad. Nat. Sci. Phila, Notulae Naturae, 284, 11 p.

КУБА

Остров Куба — самый большой из Антильских, или Карибских островов, с площадью около 110 922 км². Официальное название страны — Республика Куба со столицей Гавана; крупнейшие города — Сантьяго-де-Куба, Камагуэй, Гуантанамо и Санта-Клара *.

Остров Куба с северо-запада отделяется от Флориды (США) 160-километровым Флоридским проливом; расположенная в этом проливе крупная банка Ки-Сал относится к Багамскому архипелагу. Находящийся между Кубой и этой банкой прол. Николас имеет глубину 1500 м, а значительно более узкий Старый Багамский пролив глубиной 600 м отделяет Кубу с северо-востока от Большой Багамской банки. На востоке между Кубой и о. Гаити (Эспаньола) расположен глубокий (3000 м) Наветренный пролив. На западе Куба и п-ов Юкатан Мексики разделены Юкатанским проливом; здесь проходит основная ветвь Гольфстрима.

Остров Куба вытянут с запада на восток на расстояние 1230 км при ширине от 70 до 200 км. Он окаймляется несколькими широкими отмелями, изобилующими многочисленными мелкими островками, коралловыми или песчаными. У северного побережья Кубы протягивается архипелаг Сабана, у юго-восточного — Хардинес-де-ла-Рейна. На юго-западе расположены архипелаг Лос-Канарреос и крупный о. Пинос, ограждающий зал. Батабано.

Берега Кубы характеризуются чередованием скалистых участков с песчаными пляжами. Имеются многочисленные бухты и заливы, так называемые больсас («сумки»), сопровождающиеся мангровыми болотами **.

Рельеф Кубы преимущественно равнинный; высоты в пределах обычно слегка всхолмленных равнин, как правило, не превышают 100 м. На территории острова выделяются четыре горных района. На северо-западе наиболее значительными горами являются Сьерра-де-лос-Органос (высота 300—700 м), где обширные площади сложены толщами известняков и широко распространен тропический карст с присущими ему формами рельефа «моготес» (карстовыми останцами), «полье» (карстовыми долинами) и др. На севере страны возвышенности отмечаются в провинциях Гавана и Матансас. В центральной части расположены холмы Санта-Клара (200 м) и горы Эскамбрай (700 м). Самая крупная горная система Сьерра-Маэстра протягивается вдоль юго-восточного побережья на расстояние 250 км. Здесь расположены наивысшая точка страны — пик Туркино (1972 м) и ряд вершин с высотами более 1000 м над уровнем моря. Хребет Сьерра-Маэстра отделен долиной Валле-Сентраль от возвышенной области Баракоа, расположенной на крайнем востоке острова.

Климат Кубы тропический. Самый теплый месяц — август, когда средняя температура в Гаване составляет +27,7° С (в январе +21,3° С). Бо́льшую часть года дуют северо-восточные пассаты, которые приносят осадки, выпадающие на восточных и возвышенных участках острова при сохранении сухого климата на подветренных его сторонах. Среднегодовая норма атмосферных осадков составляет 1000—2000 мм. Подветренная сторона гор Сьерра-Маэстра частично находится в условиях полуаридного климата. Северо-западное побережье подвергается воздействию ураганов в среднем 1 раз в 2—5 лет.

Среди полезных ископаемых Кубы в первую очередь следует упомянуть никелевые руды, запасы которых, возможно, являются крупнейшими в мире *. В довольно значительных масштабах осуществляется добыча железных (преимущественно латеритовых) руд, а также марганца, хрома, барита, золота и серебра. Имеются небольшие запасы нефти и природного асфальта.

В структурном отношении Куба является составной частью сегмента Больших Антильских островов Карибской (Антильской) островной дуги, протягивающейся от Северной Америки (вблизи Гватемалы) к Южноамериканскому материку (в районе Гренады). Остров Куба вместе с окаймляющими шельфами и прилежащими островками (на которых был выполнен значительный объем буровых работ) подразделяется на структурные зоны, в общих чертах отвечающие основным орографическим элементам острова и соответствующие хребтам и трогам ранее существовавших геосинклиналей; по истории своего геологического развития отдельные троги сильно различались (рис. 1).

К северу от Кубы расположена парагеосинклинальная Багамская плита, преимущественно стабильная, но испытывавшая в ходе геологического развития все возраставшее прогибание. Разрез осадочного чехла этой плиты хорошо изучен в скважине, пробуренной на банке Ки-Сал; он сложен известняковыми, доломитовыми и ангидритовыми фациями третичных (мощностью 1200 м), меловых и верхнеюрских отложений (4500 м). Кроме того, по данным сейсморазведки под ними залегает еще 4800 м более древних образований.

Вдоль северного побережья и шельфа Кубы с прилегающими стровами (Кайо-Фрагосо, Кайо-Франсес, Коко и др.) протягивается миогеосинклинальная зона **, включающая следующие структурные элементы: разлом Старого Багамского пролива, структуры Коко и Ремедьос, краевой сброс Сьерра-де-Хатибонико и тектоническую зону Лас-Вильяс (южная граница распространения миогеосинклинальных фаций). Структурная зона Ремедьос соответствует зоне Камахуани Г. Мейерхофа и К. Хэттена [Meyerhoff H. A., Hatten C. W., 1968], а зона Коко — выделенной ими зоне Ремедьос. Разрез миогеосинклинальной провинции имеет мощность до 14 км и включает юрские, меловые и третичные отложения — преимущественно карбонаты, ангидриты и соли. В большинстве случаев осадочные породы подверглись слабой складчатости; имеются соляные купола, в зонах интенсивных разрывов прорывающие толщи вплоть до миоценового возраста.

---

* Республика Куба — первое социалистическое государство в Западном полушарии, расположена в архипелаге Больших Антильских островов в Карибском регионе. Территория Республики Кубы включает о. Куба (105 тыс. км²), Пинос (2,2 тыс. км²) и около 1600 мелких островков. Куба омывается водами Атлантического океана, Мексиканского залива и Карибского моря. — *Прим. пер.*

** Северное побережье Кубы характеризуется развитием эрозионно-тектонических и равнинных берегов, на юго-востоке преобладают сбросовые прямолинейные, на южном побережье и о. Пинос — дельтовые, коралловые и мангровые берега. Благодаря глубоко врезанным в сушу бухтам и заливам, выдвинутым дельтам рек и многочисленным островам береговая линия Кубы очень извилиста. Ее протяженность вместе с береговой линией о. Пинос составляет около 6 тыс. км. — *Прим. пер.*

* Запасы руд никелевых месторождений Кубы составляют до 30% разведанных запасов окисных и силикатных никелевых руд мира. По годовой добыче руд этого типа Куба занимает первое место в мире. Никелевые руды Кубы сформировались главным образом в результате выветривания серпентинитов. — *Прим. пер.*

** В пределах о. Куба и его шельфа развиты породы мезозойско-кайнозойского возраста. По распространению этих пород выделяют три региональные палеотектонические зоны: миогеосинклинальную (занимающую северный шельф острова и прилегающее к нему побережье), эвгеосинклинальную (занимающую основную часть острова и его южный шельф) и зону их сочленения (шовную), ширина которой составляет несколько километров. — *Прим. пер.*

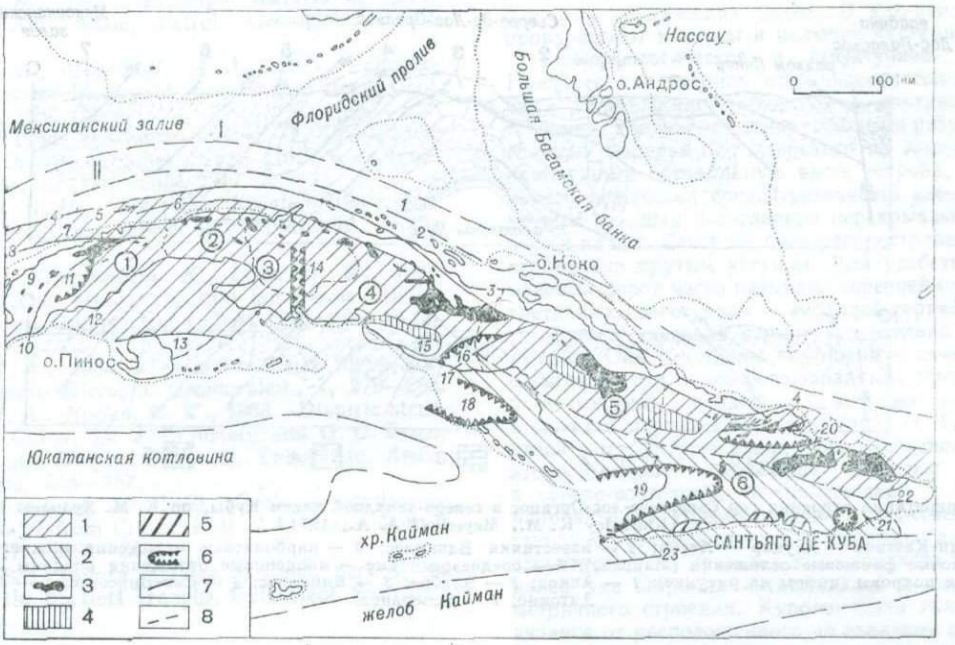


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Кубы [Khudoley K. M., 1967].

1 — область развития меловых магматических пород (структурная зона Саса); *2* — область развития третичных магматических пород (структура Кауто); *3* — позднемеловые интрузивы основного и ультраосновного состава; *4* — меловые гранитоиды; *5* — третичные гранитоиды; *6* — третичные депрессии; *7* — разломы; *8* — границы между фациями (структурными зонами).

1—23 — основные структуры с севера на юг (цифры на карте). *1—5* — структуры парагеосинклинали (*I*) и миогеосинклинали (*II*): *1* — депрессия Старого Багамского пролива, *2* — структура Коко, *3* — структура Ремедьос, *4* — разлом Сьерра-де-Хатибонико, *5* — структурная зона (краевое поднятие) Лас-Вильяс; *6—23* — структуры эвгеосинклинали и интрагеоантиклиналей зоны Саса: *6* — разлом Лас-Вильяс, *7* — структура Баия-Онда, *8* — разлом Консолосьон-дель-Норте, *9* — структура Пинар-дель-Рио, *10* — разлом Пинар-дель-Рио, *11* — депрессия Паласьос, *12* — структура Сан-Диего—Де-Лос-Баньос, *13*— структура Исла-де-Пинос, *14* — депрессия Кочинос, *15* — структура Тринидад, *16* — Центральная депрессия, *17* — разлом Ла-Троча, *18* — депрессия Ана-Мария, *19* — депрессия Кауто, *20* — депрессия Нипе, *21* — депрессия Гуантанамо, *22* — структура Орьенте, *23* — желоб Кайман.

1—6 — провинции (цифры в кружках): *1* — Пинар-дель-Рио, *2* — Гавана, *3* — Матансас; *4* — Лас-Вильяс; *5* — Камагуэй; *6* — Орьенте.

Эта провинция краевого прогиба ограничена на юге разломом Сьерра-де-Хатибонико длиной свыше 450 км, вертикальным или крутопадающим к югу. Зона Лас-Вильяс (зона Пласетас Г. Мейерхофа и К. Хэттена) интерпретируется как внутригеосинклинальное шовное поднятие или срединный пояс. В его пределах отмечается около 900 м верхнеюрских и нижнемеловых карбонатов и алевролитов; более молодые породы отсутствуют. Это позволило предположить существование здесь в течение длительного времени структурного поднятия. Интрузивный комплекс представлен ультрамафическими и гранитоидными породами *.

Южная граница зоны образована разломом Лас-Вильяс, который прослеживается на 800 км вдоль острова и частично на акватории. Подобно разлому Хатибонико, он вертикальный или круто падает к югу; по этому разлому структуры эвгеосинклинальной зоны надвинуты на миогеосинклинальные (рис. 2).

Бóльшая часть острова относится к эвгеосинклинальной провинции — так называемой зоне Саса (зона Санта-Клара Г. Мейерхофа и К. Хэттена). Она слагается нижнемеловыми (до миоценовых) вулканическими, терригенными и карбонатными толщами мощностью 7—8 тыс. м. У северной границы этой зоны широко развиты верхнемеловые ультрамафические породы. В туроне (субгерцинская фаза), в предпалеоценовую, предэоценовую, среднеэоценовую («кубинская» фаза ларамийской складчатости), предолигоценовую и предмиоценовую эпохи отмечаются стратиграфические перерывы. Интрузивы от ультрамафического до гранитного состава имеют преимущественно меловой и эоценовый возраст. Радиологические определения свидетельствуют о позднепалеозойском возрасте пород основания и метаморфических образований о. Пинос и гор Сьерра-де-ла-Тринидад. Есть данные о проявлении здесь варисцийского орогенического цикла. Советские исследователи, однако, считают все эти породы среднемезозойскими [Khudoley K. M., 1967].

В западной части Кубы зона Саса раздванивается; одна из ее ветвей — Пинар-дель-Рио, представляющая собой структурное поднятие, — сложена глинами, известняками и интрузивными породами от ультрамафического до гранитного состава. На западе Центральной Кубы развита зона Кочинос; она выражена поперечным грабеном меридионального простирания, содержащим до 1000 м третичных отложений.

В восточной части Кубы имеется еще несколько депрессий такого же характера. К ним относятся Центральная депрессия (прослеживающаяся в провинциях Камагуэй и Лас-Вильяс), сложенная терригенными породами верхнего мела и эоцена; депрессия Нипе, выполненная преимущественно глинистыми породами эоцена и олигоцена; депрессии Ана-Мария, Гуантанамо и Кауто (у южного побережья Кубы), содержащие меловые, палеогеновые и неогеновые осадочные породы, в том числе туфы, изве-

* Ныне шовная зона представляет собой полосу локализации наиболее сильных тектонических деформаций, называемую Главным Кубинским разломом. Интрузивный комплекс, представленный перидотитами, дунитами, пироксенитами, габброидами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами и редко гранитами, имеет меловой либо среднеэоценовый возраст [Ионин А. С. и др., 1977]. — *Прим. пер.*

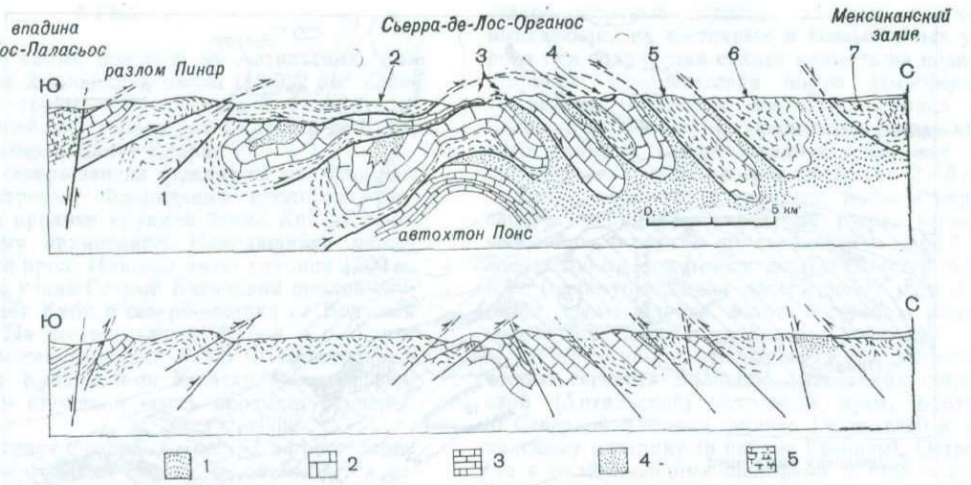


Рис. 2. Две интерпретации строения гор Сьерра-де-лос-Органос в северо-западной части Кубы, по К. М. Худолею и А. А. Мейергофу [Khudoley K. M., Meyerhoff A. A., 1971].

1 — формации Сан-Каэтано — Асукар — Хагуа; *2* — известняки Виньялес; *3* — карбонатные отложения нижнего—среднего мела; *4* — нижнемиоценовые флишевые отложения (Манакас); *5* — среднеэоценовые — миоценовые отложения впадины Лос-Паласьос. *1*—*7* — тектонические покровы (цифры на рисунке): *1* — Анкон; *2* — Элабра; *3* — Виньялес; *4* — Сан-Винсенте; *5* — Манакас; *6* — Сан-Антонио; *7* — Эсперанса.

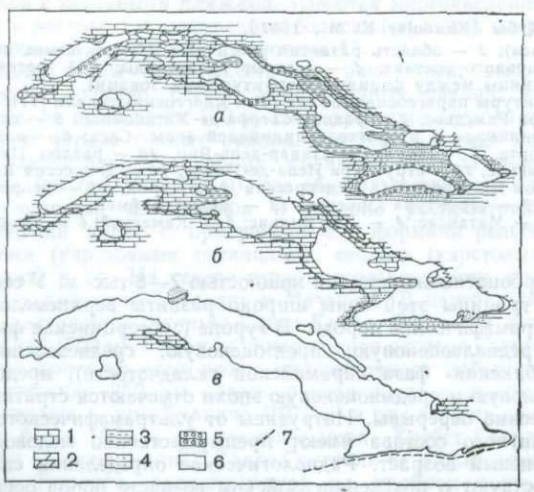


Рис. 3. Палеогеографические схемы позднетретичной эпохи на Кубе [Khudoley K. M., Meyerhoff A. A., 1971].

а — ранний миоцен; *б* — средний миоцен; *в* — поздний миоцен — плиоцен. *1*—*5* — миоценовые (в том числе аквитанские) и плиоценовые фациальные комплексы: *1* — карбонатные осадки неритовых фаций, *2* — мергели пелагических фаций, *3* — глинистые сланцы солоноватоводных фаций мелководья, *4* — терригенные глинистые породы, *5* — базальные конгломераты; *6* — области суши; *7* — разломы.

стняки, алевролиты и глины * (рис. 3). На площади этого южного пояса интрузивная деятельность проявилась преимущественно в третичный период. В миоцене произошла регрессия, имевшая глобальное распространение.

Большинство исследователей согласно с тем, что первоначально Кубинская геосинклиналь располагалась севернее древней суши, служившей источником осадочного материала для этого сложного ортогеосинклинального пояса. Хотя и существуют гипотезы, объясняющие исчезновение этой суши вследствие «океанизации» либо расширения тылового островодужного бассейна, наибольшим признанием пользуется точка зрения, согласно которой Куба мигрировала в третичный период от юга Мексики на северо-запад в ходе плитотектонической эволюции Центральной Америки и Карибского региона.

Юго-восточное побережье Кубы резко ограничено желобом Кайман. Для этого региона характерна высокая сейсмичность. С. Табер [Taber S., 1931] описал прилежащую к нему территорию хр. Сьерра-Маэстра как наиболее типичный пример сбросово-глыбовых гор.

Приподнятые террасы коралловых рифов, так называемые «себоруко» (входящие в состав формации Хайманитас), наиболее отчетливо выраженные у мыса Эскалерета, образуют здесь классическую ступенчатую систему, сравнимую с аналогичной системой на севере Новой Гвинеи [Taber S., 1934]. Конический карст Западной Кубы* — также один из классических примеров карстовых ландшафтов мира [Meyerhoff H. A., 1938; Lehmann e. a., 1956; Acevedo-Gonzales, 1967].

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Acevedo-Gonzales, M. J., 1967. «Classificación general y descripción del Carso Cubana», Inst. Nacl. Hydr., Publ. Esp. 4, 33—64.

Furrazola-Bermudez, G., et al., 1964. «La Habana», in: Geológia de Cuba, vol. 1. Ed. Consejo Nac. Univer., 239 p.

Itturalde-Vinent, M. A., 1972. «Principal characteristics of Oligocene and lower Miocene stratigraphy of Cuba», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (12), 2369—2379.

* В верхнем мелу, после завершения геосинклинального этапа развития, в пределах Восточной Кубы возникли два крупных поднятия субширотного простирания, которые разделялись и окружались системой наложенных прогибов и впадин; основные из них — Каутско-Нипский (протягивающийся от зал. Гуаканаибо до бухты Нипе) и Центральный (от г. Контрамаэстра на западе до г. Ла-Майя на востоке) [Адамович А. Ф., Чехович В. Д., 1964]. — *Прим. пер.*

* Конический (купольный) карст — вид карстового рельефа, типичного для тропических районов; характеризуется крутыми коническими холмами и смежными звездообразными котловинами. — *Прим. пер.*

Khudoley, K. M., 1967. «Principal features of Cuban geology», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 51 (5), 668—677.

Khudoley, K. M., Meyerhoff, A. A., 1971. «Paleogeography and geological history of Greater Antilles», Geol. Soc. Am. Mem., 129, 199 p.

Kozary, M., 1968. «Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente province Cuba», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 52 (12), 2298—2317.

Kuhlmann, D. H. H., 1970. «Die Korallenriffe Kubas. 1. Genese und Evolution», Intern. Rev. Hydrobiol., 55 (5), 729—756.

Lehmann, H., Krommelbein, K., Lotschert, W., 1956. «Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba», Erdkunde, 10 (3), 185—203.

Meyerhoff, H. A., 1938. «Texture of karst topography in Cuba and Puerto Rico», J. Geomorphol., 1, 279—295.

Meyerhoff, H. A., Hatten, C. W., 1968. «Diapiric structures in central Cuba», in: J. Braustein and G. D. Brien, eds., Diapirism and Diapirs (Mem. 8). Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 315—357.

Meyerhoff, H. A., et. al., 1969. «Geologic significance of radiometric dates from Cuba», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 53 (12), 2494—2500.

Taber, S., 1934. «Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough», Bull. Geol. Soc. Am., 45, 567—620.

ПУЭРТО-РИКО

Пуэрто-Рико — страна в Вест-Индии на о. Пуэрто-Рико (самом восточном из Больших Антильских островов) и прилежащих островах Вьекес, Кулебра, Мона и других; является территорией США *. Общая площадь ее составляет 8896 км².

Остров Пуэрто-Рико, имеющий форму неправильного четырехугольника, протягивается на 170 км в широтном направлении и на 60 км в меридиональном (координаты — 17° 55′—18° 30′ с. ш. и 65° 37′—67° 15′ з. д.). С запада остров отделен от Гаити прол. Мона, на востоке примыкает к прол. Вёрджин, где расположены острова Вьекес и Кулебра. Он окаймлен узкой полосой шельфа, в направлении от которого дно быстро погружается, достигая на расстоянии всего лишь 3 км от берега глубин 2000—3000 м.

Поверхность Пуэрто-Рико большей частью гористая. Через весь остров с запада на восток простирается сильно расчлененный хр. Кордильера-Сентраль, наиболее высокая вершина которого — гора Серро-де-Пуанта (1338 м).

Главный водосборный бассейн смещен несколько к югу от осевой линии острова. Главные реки текут на север, впадая в Атлантический океан. Почти непрерывное действие северо-восточных пассатов приводит к тому, что выпадение осадков происходит преимущественно в северной части острова; в районе горы Эль-Юнке их среднегодовое количество превышает 5000 мм. Южная и в особенности юго-западная часть острова расположены в зоне дождевой тени и характеризуются полуаридным климатом; здесь выпадает около 750 мм осадков в год. Большинство водотоков южного направления имеет временный характер.

В пределах острова развиты низменные равнины, разделенные горными грядами; четыре из них расположены вдоль западного побережья и две — на востоке. За исключением южных и юго-западных районов, его территория покрыта густой растительностью. В горах Серро-де-Пуанта и Эль-Янке на северо-востоке острова имеются остатки влажных тропических лесов. В юго-западной его части произрастают кактусы и колючие кустарники.

Геоморфологическое и структурное районирование. Наиболее характерная особенность геологического строения Пуэрто-Рико определяется контрастом между интенсивно складчатыми и нарушенными разрывами вулканогенными породами от альбского до эоценового возраста, слагающими центральную часть острова, и относительно полого лежащими среднетретичными известняками, с заметным угловым несогласием перекрывающими их на севере и на юге. Северное поле распространения известняков ограничено крутым уступом. Для удобства толщу эоцен-меловых пород часто называют «древней серией», а среднетретичных известняков — «молодой серией».

Породы «древней серии» значительно нарушены разрывами. Они разделены крупными зонами левосторонних сдвигов на три блока (юго-западный, центральный и северо-восточный), каждый из которых интенсивно смят в складки и разбит сбросами (рис. 1). Наиболее хорошо развиты структуры запад-северо-западного направления; второстепенные, небольшие разрывы ориентированы в северо-восточном, северо-западном и меридиональном направлениях. Преобладающее запад-северо-западное простирание разломов отчетливо выражено линейными морфоструктурами. В пределах юго-западного блока сформировался ряд широких антиклиналей и синклиналей асимметричного строения. Куполовидная гряда, прослеживающаяся от расположенного на западном побережье о. Маягуэса в восток-юго-восточном направлении, сложена серпентинитами и имеет, по всей вероятности, тектоническое происхождение. Другие, более мелкие, серпентинитовые тела встречаются к юго-западу от этой гряды. Они ассоциируют с амфиболитами, спилитами и кремнистыми сланцами.

Слагающие центральный блок породы «древней серии» интрудированы плутонами преимущественно тоналитового и гранодиоритового состава. Обнаружен также ряд более мелких интрузивных тел. По-видимому, внедрения происходили в позднем мелу или в эоцене; они сопровождались обширной гидротермальной деятельностью. В контактовых зонах с интрузиями породы сильно ороговикованы. Сами плутонические породы более подвержены эрозии, чем окаймляющие их зоны роговиков и вмещающие толщи, и поэтому слагают относительно низкие, сглаженные формы рельефа. В стороне от интрузивов образования «древней серии» характеризуются невысокой степенью метаморфизма (цеолитовые фации). Известняки, местами переслаивающиеся с вулканитами, образуют карстовые формы рельефа — воронки, пещеры и карровые поля. В южной части центрального блока эоценовые породы захвачены гравитационными оползнями, перемещающимися к северу.

В отличие от преобладающего запад-северо-западного простирания структур центрального и юго-западного блоков, складки северо-восточного блока имеют в основном северо-восточное направление.

Перекрывающие породы «молодой серии» представлены белыми или темно-желтыми и практически недеформированными известняками олигоценового и миоценового возраста. На их поверхности, особенно в северной части острова, сформировался необычный ландшафт, характеризующийся живописными карстовыми формами. В результате растворения известняков образовались воронки, пещеры с подземными водотоками и крутосклонные холмы-останцы, известные под названиями «моготес», «пепинос», «сто́га». Уступ, ограничивающий с юга северное поле развития известняков, увенчан остроконечными пиками (башенный карст). Породы падают под углом 4—5° на север и их широтные простирания контрастируют с запад-северо-западными простираниями пород «древней серии». Южное поле развития среднетретичных известняков

* Пуэрто-Рико — владение США; с 1952 г. официально именуется «свободно присоединившимся к США государством». — *Прим. пер.*

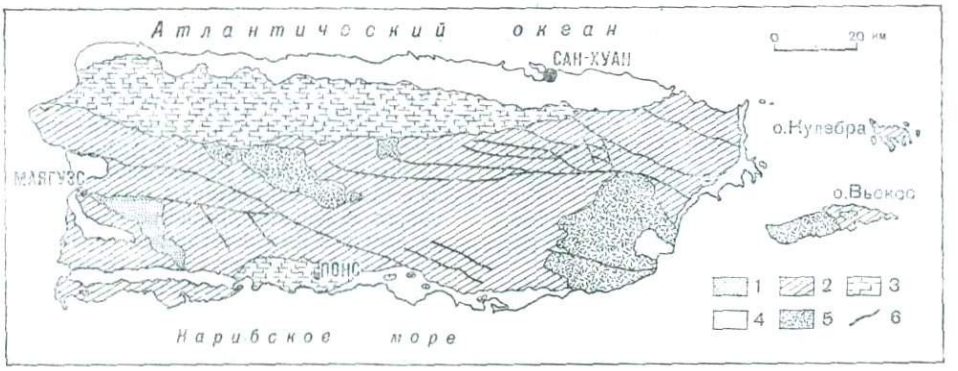


Рис. 1. Схематическая геологическая карта, по Р. Бриггсу [Briggs R., 1964].

1 — серпентинитовый комплекс — серпентиниты, амфиболиты и кремнистые сланцы (черты); *2* — позднемеловые — эоценовые образования, преимущественно вулканиты (лавы, пирокластические породы, вулканогенные осадки); небольшое количество известняков; *3* — олигоцен-миоценовые отложения (главным образом белые или темно-желтые известняки, мергели, иногда обломочные породы); *4* — четвертичные отложения (аллювий, пляжевые пески); *5* — интрузивные породы (большей частью тоналиты и гранодиориты); *6* — разломы (очень схематизированы).

по размерам меньше северного. Породы здесь в значительной степени нарушены разрывами. Карстовые явления отмечаются, но развиты не столь широко, как на севере.

Обнаружен ряд эрозионных поверхностей на высотах 780, 620, 470, 330, 270 и 180 м над уровнем моря. Во многих речных долинах имеются террасы, однако детально они не изучались. Остров окаймляется несколькими подводными террасами, из которых наиболее хорошо развиты залегающие на отметках —18 и —6,5 м.

Вдоль побережий расположены приподнятые четвертичные пляжи, рифы и морские террасы. В центральной части северного прибрежного района имеются ископаемые песчаные дюны, сложенные эолианитами.

История геологического развития. Древнейшие палеонтологически охарактеризованные отложения Пуэрто-Рико представлены радиоляриевыми кремнистыми сланцами позднеюрского-раннемелового возраста, которые ассоциируют с серпентинитовым комплексом юго-западной части острова. Амфиболиты, входящие в состав этого комплекса, имеют радиологический возраст 110 млн. лет (ранний мел), однако это может быть датировкой их последнего метаморфизма. По-видимому, истинный возраст этих пород палеозойский. Взаимоотношения серпентинитов с вмещающими породами не ясны; было высказано предположение, что они образуют надвинутую на север покровную структуру. Некоторые исследователи полагают, что серпентиниты представляют собой часть древнего океанического субстрата, внедрившегося по разломам в зону бывшего сочленения материковых плит и частично ремобилизованного. Серпентинитовые брекчии частично перекрывающие массивные серпентиниты, свидетельствуют о существовании отложений подводных мутьевых потоков, эродировавших и сами серпентинитовые образования на дне океана *.

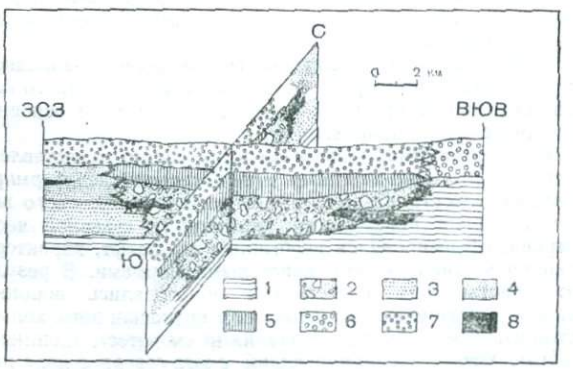


Рис. 2. Блок-диаграмма, иллюстрирующая стратиграфические взаимоотношения верхнемеловых отложений района центральной части Пуэрто-Рико, по Р. Бриггсу [Briggs R., 1966].

1 — формация Роблер; *2* — брекчия Мало; *3* — формация Виста-Алегре; *4* — формация Тетуан; *5* — туфы Которра; *6* — формация Карибланко; *7* — конгломераты; *8* — лавы.

Породы от позднемелового до раннеэоценового возраста, слагающие бо́льшую часть острова, имеют преимущественно вулканическое происхождение; это лавовые потоки, пирокластические и вулканогенно-осадочные породы, характеризующиеся значительной латеральной и вертикальной изменчивостью. Местами имеются линзовидные прослои известняков. Корреляция отложений в значительной мере затрудняется сильной тектонической нарушенностью. В частности, горизонтальные смещения с амплитудой в десятки километров по двум крупным сдвигам делят остров на блоки (см. выше), корреляция разрезов которых возможна лишь в общем виде. Выделен ряд формаций, сложные взаимоотношения которых отражены на диаграмме (рис. 2). Эоцен-меловая толща разделена несколькими стратиграфическими и угловыми несогласиями на пять комплексов; главное несогласие приурочено к верхней части мела.

Вулканогенные породы представлены главным образом андезитовыми лавами, брекчиями и туфами, хотя наблюдаются отклонения в составе до базальтов и дацитов. Лавы среднего комплекса относительно более щелочные; более молодые лавы имеют известково-щелочной состав. Лавы основания разреза обычно имеют подушечную отдельность; вверх по разрезу постепенно увеличивается доля субаэральных излияний. Общая мощность этих образований достигает 6000—8000 м.

---

* Описанные выше серпентиниты являются продуктами гидротермально-автометасоматических изменений гипербазитов, массивы которых образуют полосу, протягивающуюся от Западной Кубы до Пуэрто-Рико (так называемый гипербазитовый пояс). Одними исследователями обосновывается магматическое происхождение этих пород, другие считают их «обрывками» мантии, вынесенными в более высокие горизонты земной коры в результате тектонических процессов (по В. Д. Чеховичу, 1966 и В. Е. Хаину, 1971). — *Прим. пер.*

На некоторых участках отложения очень богаты окаменелостями. Для целей корреляции наибольшую ценность представляют фораминиферы; иногда встречаются аммониты, рудисты и другие моллюски, кораллы, а также водоросли.

В конце мелового периода и в эоцене периодически происходило внедрение интрузивов преимущественно тоналитового и гранодиоритового состава.

Породы «молодой серии» со значительным угловым несогласием перекрывают образования «древней серии». В отличие от последних, интенсивно дислоцированных в ходе тектонических движений позднемеловой — эоценовой эпохи «молодые» деформированы очень слабо. В основании «молодой серии» залегают детритовые конгломераты и глины, сменяющиеся вверх по разрезу преимущественно известняками мощностью около 1500—1800 м. Возраст их колеблется от олигоцена до миоцена и, возможно, до плиоцена. Они богаты фауной; чаще всего встречаются кораллы, моллюски и иглокожие, однако и здесь наиболее важную роль при корреляции играют фораминиферы. Обнаружены также кости позвоночных (морская корова).

Южное и северное поля развития известняков не коррелируются. Предполагают, что прямой связи между этими зонами седиментации не существовало. Поднятые эрозионные поверхности, о которых говорилось выше, вероятно, образовались в позднем миоцене. На различных отметках вдоль побережий острова, но в особенности на севере и западе, встречаются четвертичные отложения — пляжевые пески, песчаные дюны, приподнятые рифы и морские террасы.

Остров Мона сложен миоценовыми известняками, перекрытыми литологически сходными известняками плейстоценового возраста.

Широтные простирания олигоцен-миоценовых пород параллельны осевой линии глубоководного желоба Пуэрто-Рико, протягивающегося в 140 км к северу от острова; это позволяет предположить, что заложение желоба произошло от олигоцена до миоцена. Судя по характеру глубоководных осадков, желоб начал формироваться в позднем эоцене как левосдвиговый разлом, в связи с которым развился длинный узкий грабен. Многочисленные землетрясения подтверждают, что тектонические движения здесь все еще продолжаются.

Полезные ископаемые. В испанские колониальные времена на острове в небольшом объеме добывали золото, платину, а также медную, марганцевую, свинцовую и цинковую руду. В начале пятидесятых годов нашего столетия в течение двух лет действовал магнетитовый рудник, который был впоследствии заброшен. В конце пятидесятых годов с помощью геохимических и геофизических методов были выявлены два месторождения низкосортных вкрапленных руд меди, связанных с интрузивом в центральной части острова.

В наиболее широких масштабах производится добыча среднетретичных известняков — сырья для производства цемента. Вулканические породы и древние известняки разрабатывались для цели строительства. Плейстоценовые кварцевые пески используются при изготовлении стекла, некоторые глины — в керамическом производстве. Были пробурены три нефтепоисковые скважины в среднетретичных известняках, которые не дали положительных результатов.

Дж. Д. Уивер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bowin, C., 1972. «Puerto Rico Trench negative gravity anomaly belt», Geol. Soc. Am., Mem. 132, 339—350.

Briggs, R. P., 1964. «Provisional geological map of Puerto Rico and adjacent islands», U. S. Geol. Surv., Misc. Geol. Inv. Map, 1, 392 p.

Briggs, R. P., 1966. «The Malo Breccia and Cotorra Treff in the Cretaceous of central Puerto Rico», Bull. U. S. Geol. Surv., 1254-A, 23—29.

Glover, L., III, 1971. «Geology of the Coamo area, Puerto Rico, and its relation to the volcanic arctrench association», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 636, 102 p.

Mattson, P. H., 1966. «Geological characteristics of Puerto Rico», Continental Margins and Island Arcs, Geol. Surv. Can., Pap. 66—15, 124—138.

Mattson, P. H., 1973. «Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 21—38.

Seiglie, G. A., 1973. «Revision of mid-Tertiary stratigraphy of southwestern Puerto Rico», Am. Assoc. Petrol. Geologists, 57, 405—406.

ЯМАЙКА

Ямайка расположена в Карибском море, в 145 км к югу от Кубы и в 160 км к западу от Гаити. В прошлом английская колония, с 1962 г. Ямайка — государство в составе Содружества, возглавляемого Великобританией. Ямайка занимает крупный остров того же названия и ряд примыкающих к нему островков.

Остров Ямайка площадью 10 960 км² вытянут на 240 км в широтном и от 60 до 80 км в меридиональном направлении. Бо́льшую часть его территории (60%) занимает известковое плато, на западе — с обширными участками конического карста * и крупными полье — внутренними долинами, характеризующимися карстовым рельефом. С запад-северо-запада на восток-юго-восток остров пересекается горными грядами. Наиболее высокие горы Блу-Маунтин (до 2292 м) расположены на востоке. Западная часть острова более низменная; в южной его части развиты четыре прибрежные равнины, на ряде участков окаймляющиеся песчаными отмелями и коралловыми рифами. Южный берег большей частью сильно расчлененный, с бухтами и мангровыми зарослями. Северный берег скалистый, слабо расчлененный, погружающийся в желоб Кайман. К югу от острова простирается Карибский шельф (площадь которого в пределах изобаты — 200 м составляет 5000 км²) до банки Педро и далее к Центральной Америке.

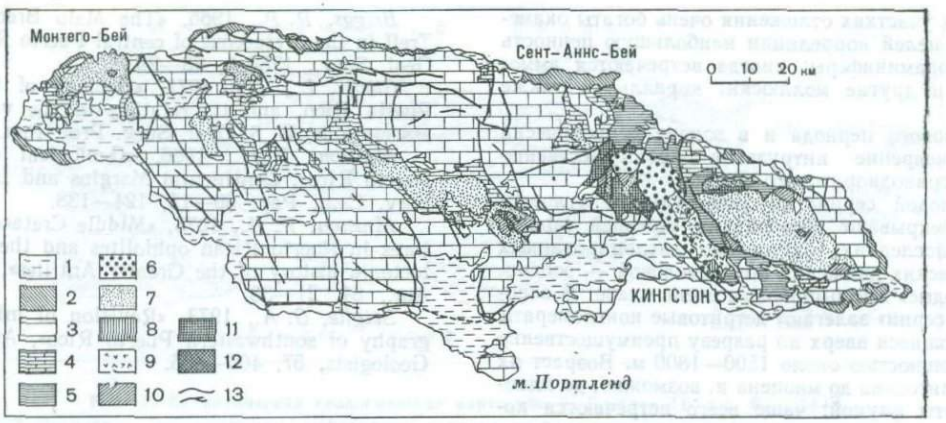
Ямайка богата бокситами и гипсом. Добыча боксита (из латеритов) составляет 25% мировой продукции **. Производится также промышленная добыча керамических глин, кварцевого песка и мрамора. С 1970 г. годовой объем минерального сырья и продуктов его переработки превысил сумму 200 млн. долл. (из них 100 млн. долл. дает очищенный глинозем, 75 млн. долл. — бокситы). Был осуществлен небольшой объем поискового бурения на нефть, не давший положительных результатов.

Расположенная в зоне северо-восточных пассатов, Ямайка имеет мягкий, теплый климат: средняя температура февраля 24,4° С, июля 27,5° С. Наивысшие температуры отмечаются на юго-восточном берегу — средний летний максимум здесь составляет 32° С. Февраль — наиболее сухой месяц (6—150 мм осадков), октябрь — самый влаж-

---

* См. примечание к статье «Куба» (с. 116). — *Прим. пер.*

** На Ямайке обнаружены богатейшие месторождения бокситов. Имеется более 100 бокситовых месторождений (наиболее крупное — Уильямсфилд), образование которых связано с переотложением продуктов коры выветривания. По добыче бокситов (более 12 млн. т в 1971 г.) и производству глинозема (около 1,5 млн. т) она занимает одно из первых мест в мире. — *Прим. пер.*



Схематическая геологическая карта Ямайки (с карты Департамента геологической службы Ямайки в масштабе 1 : 750 000, 1966 г.).
1 — четвертичный аллювий; *2* — береговые формации среднего миоцена—плейстоцена; *3* — Белые известняки (средний эоцен — нижний миоцен); *4* — Желтые известняки (средний эоцен); *5* — формация Ричмонд (нижний эоцен); *6* — формация Вогуотер (нижний эоцен); *7* — нерасчлененные осадочные и метаморфические породы верхнего мела; *8* — вулканиты Хальберштадт (ранний эоцен); *9* — вулканиты Ньюкасл (ранний эоцен); *10* — андезитовые вулканиты (поздний мел); *11* — гранодиориты (поздний мел); *12* — серпентиниты (мел); *13* — разломы.

ный (250—400 мм). Максимальный объем атмосферных осадков отмечается во внутренней зоне, у Муртауна (5600 мм), но на южном побережье он снижается до 1000 мм и менее. За 300 лет, с 1655 по 1955 г., через Ямайку прошел 31 ураган. В горах произрастают густые леса, сменяющиеся на участках южного побережья саваннами. Реки на острове небольшие и малопротяженные. В областях развития карста большая часть стока — подземная; здесь имеется много замкнутых впадин.

Ямайка приурочена к активной сейсмической зоне; со времени открытия ее испанцами здесь отмечались многочисленные разрушительные землетрясения (катастрофические в 1692 и 1900 гг. — *Прим. пер.*).

Геологическое строение острова определяется развитой здесь серией вулканогенных пород мелового возраста (баррем до маастрихта), местами с прослоями рудистовых известняков и глинистых пород (рисунок). Эти толщи прорваны гранодиоритами, абсолютный возраст которых (по K—Ar-методу) составляет от 63 до 85 млн. лет [Lewis J. F. e. a., 1973]. Метаморфические породы (амфиболиты и зеленые сланцы), распространение которых ограничено юго-западной частью гор Блу-Маунтин, образовались, повидимому, приблизительно в то же время, но могут включать метаморфизованные отложения домезозойского и юрского возраста. Около 68 млн. лет назад эта толща была прорвана дайками, а 52—47 млн. лет назад произошло общее поднятие, формирование блоков и внедрение небольших фельзитовых интрузий.

Меловые отложения несогласно перекрыты нижнеэоценовыми обломочными толщами (формации Вэгуотер, Ричмонд и нижняя часть формации Чеплтон), которые снизу вверх по разрезу вначале переслаиваются с карбонатными породами, а затем сменяются ими. Карбонатные осадки объединены в серии Желтых и Белых известняков мощностью до 2000 м. Формация Вэгуотер представлена красноцветами, эвапоритами и эффузивами (дацитами и порфиритовыми андезитами); последние развиты в Восточной Ямайке. Вышележащая формация Ричмонд — преимущественно флишевая, местами с прослоями вулканогенных пород. В обломочных породах, иногда содержащих лигниты, и нечистых известняках формации Чеплтон Центральной Ямайки обнаружена разнообразная мелководная фауна. Белые известняки (средний эоцен — до среднего миоцена) мощностью 1500—2000 м содержат разные типы карбонатных отложений, характерных как для мелководных, так и глубоководных фаций. В центре Ямайки Белые известняки подверглись субаэральному выветриванию, приведшему к образованию живописного карстового ландшафта. Среди поверхностных отложений местами встречаются богатые бокситовые залежи. В периферических частях острова серия Белых известняков сменяется вверх по разрезу среднемиоценовыми (до нижнеплейстоценовых) мергелями, глинами и известняками Прибрежной группы (формации Баф-Бей, Бауден, Огаст-Таун и Менчиония). Среди четвертичных отложений отмечаются частично затопленный аллювиальный конус выноса в низменности Лигуанея и другие образования на южном побережье, иногда превышающие 300 м мощности. Преимущественно вдоль северного берега развиты коралловые рифы позднеплейстоценового возраста. Их абсолютные отметки различны, что указывает на продолжавшиеся в голоцене изгибание слоев и разрывные дислокации.

Э. Робинсон

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Cant, R. V., 1973. «Jamaica's Pleistocene reef terraces», Geologie en Mijnbouw, 52, 157—160.

Hughes, I. G., 1973. The Mineral Resources of Jamaica (Bull. 8). Kingston: Geol. Surv. Dept., 89 p.

Lewis, J. F., et al., 1973. «Potassium—argon retention ages of some Cretaceous rocks from Jamaica», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 335—340.

Robinson, E., Lewis, J. F., 1972. «Field guide to aspects of the geology of Jamaica», in: T. W. Donnelly, ed., International Field Institute Caribbean Field Guide, 1970. Washington, D. C., Am. Geol. Inst., 44 p.

Sweeting, M. M., 1973. Karst Landforms, New York: Columbia Univ. Press, 362 p.

Zans, V. A., 1951. Economic Geology and Mineral Resources of Jamaica (Publ. I) Kingston: Geol Surv. Dept., 61 p.

Zans, V. A., Chubb, L. J., Versey, H. R., Williams, J. B., Robinson, E., Cooke, D. L., 1963. Synopsis of the Geology of Jamaica (Bull. 4). Kingston: Geol. Surv. Dept., 72 p.

МАЛЫЕ АНТИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

АНТИГУА

Антигуа — «ассоциированное с Великобританией государство», расположенное в восточной части Карибского моря, на островах Антигуа, Барбуда и Редонда, входящих в группу Малых Антильских островов (Наветренных).

Остров Антигуа грубо треугольной формы, площадью 280 км², достигает высоты 402 м над уровнем моря в наиболее гористой части. Этот остров представляет собой приподнятый участок обширной подводной банки, простирающийся в северном направлении до о. Барбуда. Климат тропический, среднегодовое количество осадков около 1100 мм.

Остров приурочен к внешней, восточной цепи так называемых Известняковых Кариб, венчающих основной вулканический хребет Малоантильской дуги, формирование которого связывают с процессами домиоценового вулканизма. Слагающие остров породы подразделяются на три толщи, краткая характеристика которых (снизу вверх по разрезу) приводится ниже.

1. Базальная вулканогенная серия. Развита в юго-западной части острова и слагает область Вулканических Холмов. Это древнейшие породы Антигуа, домиоценовые вулканиты, образующие здесь превосходные обнажения. Они состоят преимущественно из туфов и агломератов, переслаивающихся с базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми лавами, а иногда секущихся ими. Общая мощность толщи около 2000 м.

Возраст обнажающихся на поверхности острова вулканитов все еще остается проблематичным. Единственные имеющиеся данные основаны на определениях фауны из известняков Сифорт, которые, по-видимому, не переслаиваются с породами этой серии, а представляют собой отложения нижнеолигоценовых окаймляющих рифов, выступающих над краевой частью основания, сложенного более древними вулканическими образованиями.

2. Осадочно-вулканогенная серия Центральной равнины. Отложения Центральной равнины залегают на вулканитах базальной серии без видимого углового несогласия. Эта толща с непостоянной мощностью 100—1500 м сложена стратифицированными туфами и агломератами с прослоями кремнистых сланцев (чертов) и известняков, как морских, так и пресноводных. Возраст ее, по-видимому, олигоценовый. Имеются две небольшие интрузии, пересекающие по диагонали эту равнинную часть острова.

3. Формация Антигуа. Отложения, объединяемые в формацию Антигуа, развиты в пределах всей северо-восточной части острова и представлены известняками и мергелями с прослоями песчаников и глин общей мощностью около 450 м. Они залегают с небольшим угловым несогласием на породах серии Центральной равнины. Разрез этой формации вначале рассматривался в качестве стратотипического для Карибского среднего олигоцена, однако в недавних дискуссиях о границе между олигоценом и миоценом в регионе пришли к заключению, что следует выбрать такой эталонный разрез, в котором точно установленный олигоценовый возраст получил бы всеобщее признание.

Фораминиферовая ассоциация, обнаруженная в глинистых прослоях среди известняков формации Антигуа и пород туфогенной серии Центральной равнины вблизи Сифорта, принадлежит одной зоне *Globigerina ciperoensis ciperoensis*. Отложения формации Антигуа изобилуют окаменелостями; особенно богато здесь представлены кораллы, морские ежи и фораминиферы.

Олигоценовые образования перекрываются пятнистыми глинами и мергелями, имеющими плиоценовый или плейстоценовый возраст; обнажения их воздымаются до 65 м над уровнем моря.

В тектоническом отношении остров представляет собой наклоненный блок, разбитый рядом нормальных сбросов общего северо-западного простирания с падением на юго-запад; отмечаются также второстепенные сбросы северо-восточного простирания.

Эруптивные центры вулканизма на территории Антигуа еще не обнаружены. По всей вероятности, более детальные исследования юго-западных районов позволят установить реликты центральных вулканических куполов. В целом изверженные породы острова объединяются в базальт-андезит-дацитовую серию известково-щелочного ряда. Петрографическая характеристика этих пород приводится ниже.

1. Базальты. Представлены пироксеновыми базальтами порфировой структуры с фенокристаллами плагиоклаза битовнит-лабрадорового состава и авгитом.

2. Андезиты. Преобладают порфировые разности с фенокристаллами андезина, но присутствуют также фенокристаллы авгита, диопсида, роговой обманки, гиперстена и энстатита. Отмечаются псевдоморфозы антигорита и хлорита по железомагнезиальным минералам. Основная масса часто хлоритизирована и содержит небольшие количества тонкокристаллического кварца. Наиболее характерны пилотакситовая, гиалопилитовая и трахитовая структуры.

3. Дациты. Встречаются дациты порфировой структуры с фенокристаллами олигоклазо-андезина и резорбированного кварца; основная масса состоит из кварца, микролитов плагиоклаза и стекла.

Характерные черты истории геологического развития Антигуа могут быть вкратце изложены в следующем виде.

1. В процессе образования нижней части предмиоценовой базальной вулканогенной серии сформировался основной дугообразный хр. Антигуа. Продукты деятельности одновозрастных вулканических центров, сливаясь, образовали единую гряду, останцы которой отмечаются ныне в краевой части банки Барбуда.

2. В периоды вулканического спокойствия в небольших количествах накапливались эпикластические осадки и формировались окаймляющие рифы. Эти периоды чередовались с обновлениями вулканической и интрузивной деятельности, продукты которых слагают базальную вулканогенную серию.

3. Общее затухание магматизма на протяжении олигоцена сопровождалось накоплением стратифицированных туфогенных пород Центральной равнины. Осадконакопление проходило преимущественно в мелководно-морских условиях; иногда отмечается также незначительное количество пресноводных фаций.

4. Прекращение вулканической деятельности в течение позднего олигоцена — раннего миоцена и широкое развитие процессов эрозии обусловили образование конгломератов, входящих в состав береговых галечников Кассада Гарденс, а также отложение мелководных рифовых фаций формации Антигуа.

5. Последующее воздымание и наклон территории, а также незначительное складкообразование привели к общему эрозионному расчленению острова и отложению верхнетретичных и четвертичных терригенных обломочных пород.

Остров Барбуда (площадь 155 км²) расположен в 40 км к северу от Антигуа. Он сложен двумя различными известняковыми толщами, более древняя из которых образует столообразное плато в восточной части острова. Считается, что обе толщи имеют четвертичный возраст [Martin-Kaye P. H. A., 1959].

Дж. Д. Мейтер, Л. К. Финк (мл.)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Christman, R. A., 1972. «Volcanic geology of southwestern Antigua, B. W. I.», Geol. Soc. Am. Mem., 132, 439—448.

Martin-Kaye, P. H. A., 1959. Reports on the Geology of the Leeward and British Virgin Islands. St. Lucia, B. W. I., Voice Publ. Co., 117 p.

Wigley, P., 1973. «The distribution of strontium in limestones on Barbuda, West Indies», Sedimentology, 20, 295—304.

БАРБАДОС

Барбадос — государство в Вест-Индии, одно из самых маленьких островных государств земного шара (площадь 430 км²). Расположено на о. Барбадос, входящем в группу Малых Антильских островов и занимающем обособленное положение к востоку от Малоантильской островной дуги. Остров Барбадос получил известность как благодаря

обнажающимся на нем отложениям глубоководных морских фаций, так и окружающим его поднятым плейстоценовым коралловым рифам.

Одна из структурных особенностей острова — наличие довольно крупного асимметричного поднятия в восточной части. Наиболее древними являются отложения новошотландского флиша не менее чем 200-метровой мощности, обнажающиеся на восточном побережье. Возраст их, по всей вероятности, варьирует от мелового до эоценового. В верхней части разреза этой толщи встречены нуммулиты. Фации изменяются от батиальных до абиссальных; присутствует терригенный материал турбидитового типа. Отмечаются частые оползни и конседиментационные складки; указанные выше особенности являются типичными для флишевых фаций. С. Дэйвис [Daviess S. N., 1971] считал рассматриваемую толщу крупным олистостромом (гравитационным оползнем). Среди песчано-глинистых пород залегает несколько пластов асфальта.

Эти отложения несогласно перекрываются осадками серии Ошен, наиболее полно развитыми в юго-западной части о. Барбадос, а также на горе Хиллаби. Это 190-метровая толща, представленная глубоководными морскими фациями и состоящая из следующих пяти пачек (снизу вверх).

1. Глобигериновый мел, образовавшийся, скорее всего, за счет глобигеринового глубоководного ооза (ила).
2. Радиоляриты, представленные почти исключительно раковинами радиолярий и диатомей и спикулами губок, где был найден также панцирь глубоководного морского ежа.
3. Вторая пачка, сложенная глобигериновым мелом.
4. Пятнистые (красные и белые) глины, сопоставимые с глубоководными фациями красных глин, содержащих немногочисленные радиолярии.
5. Серые вулканические пеплы и аргиллиты.

Как известно, сходный разрез морских глубоководных отложений установлен на Гаити, Кубе и на о. Тринидад. Вопрос о возрасте этих отложений окончательно не решен. Предполагается, что они могут быть датированы в диапазоне от позднего эоцена до миоцена.

Рассмотренная выше серия, развитая в северной части о. Барбадос, в районе Биссекс-Хилл несогласно перекрывается пачкой глобигериновых мергелей и известняков мощностью 30 м, содержащих панцири морских ежей и зубы акул. Возраст этих осадков, очевидно, олигоценовый или миоценовый.

Также с несогласием на породах серии Ошен залегают коралловые известняки — толща поднятых плейстоценовых рифов, покрывающих бо́льшую часть острова. Они возвышаются над его поверхностью в виде уступов высотой 10—30 м. Эта толща наклонена по направлению к востоку, что явилось результатом постепенного поднятия и гляциоэвстатических колебаний уровня моря (см. статью «Нидерландские Антильские острова»).

Определения абсолютного возраста по ^{230}Th известняков, отобранных на трех наиболее низких рифах [Mesolella K. J. e. a., 1969], показали соответственно 82 тыс. (риф «Бермуда-I»), 105 тыс. («Бермуда-II») и 125 тыс. («Бермуда-III») лет. Возраст высоких рифов, по-видимому, превышает 300 тыс. лет.

Эта последовательность возрастов рифов играет весьма важную роль для обоснования гипотезы М. Миланковича о климатических колебаниях, поскольку каждый из трех последних максимумов этих колебаний полностью соответствует его предсказаниям [Broecker W. S. e. a., 1968]. Затопленные барьерные рифы, расположенные соответственно в 70 и 20 м от береговой линии острова, наводят на мысль о существовании доголоценовой трансгрессии, прерывавшейся 16 и 12 тыс. лет назад [Macintyre I. G., 1967].

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Broecker, W. S., Thurber, D. L., Ku, T. L., Matthews, R. K., Mesollela, K. J., 1968. «Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep sea sediments», Science, 159, 297—300.

Daviess, S. N., 1971. «Barbados: a major submarine gravity slide», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2593—2602.

Macintyre, I. G., 1967. «Submerged coral reefs, west coast of Barbados, West Indies», Can. J. Earth Sci., 4 (3), 461—474.

Steinen, R. P., Harrison, R. S., Matthews, P. K., 1973. «Eustatic Low stand of see level between 125 000 and 105 000 B. P.: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 63—70.

ГВАДЕЛУПА

Гваделупа — страна в Вест-Индии на одноименном острове; владение Франции, с 1946 г. — «заморский департамент». В ее состав входят также близлежащие острова Мари-Галант, Дезирад, Ле-Сент, Птит-Тер и расположенные в 220 км к северо-западу острова Сен-Бартельми и Сен-Мартен. Все они находятся в северной части группы Малых Антильских островов (Наветренных).

В районе Гваделупы Малоантильская дуга резко расширяется, что обусловлено разделением вулканического пояса на относительно древнюю и молодую ветви к северу от о. Доминика. Такое раздвоение выражено и в строении самого о. Гваделупа, представляющего собой фактически два острова — Бас-Тер (на западе) и Гранд-Тер (на востоке), разделенные мангровым болотом и узким морским прол. Ривьер-Сале. Более молодой возраст о. Бас-Тер, тяготеющего к западной вулканической цепи, проявляется в его гористом рельефе, в то время как поверхность о. Гранд-Тер более сглаженная * благодаря чехлу морских карбонатных осадков, перекрывающих эродированные вулканические породы основания. История геологического развития островов Ле-Сент сходна с таковой о. Бас-Тер. Остров Дезирад — единственный в своем роде среди Малых Антильских: только здесь установлены породы наиболее ранней фазы развития Малоантильской дуги.

Геологическое строение. Остров Гранд-Тер (рис. 1) сложен известняками, за исключением района Абим, где нижнемиоценовые известняковые конгломераты, содержащие валуны вулканических пород, перекрыты маломощными латеритами. Эти конгломераты несогласно залегают на сильновыветрелых вулканогенных породах, выходы которых имеются в более глубоко врезанных долинах и на склонах высоких холмов близ Абима. На о. Гранд-Тер выделяются три стратиграфических комплекса: домиоценовое вулканическое основание, нижнемиоценовая трансгрессивная толща и четвертичные отложения.

Разрывные структуры о. Гранд-Тер немногочисленны и представлены преимущественно нормальными сбросами, разделившими остров на несколько блоков, полого наклоненных к восток-юго-востоку. Слагающие остров породы смяты в пологие складки общего запад-северо-западного простирания. Геологическое строение островов Птит-Тер и Мари-Галант аналогично вышеописанному.

Бас-Тер (рис. 1) — западный остров Гваделупы — сложен мощной толщей вулканических пород. Остров пересекается горным хребтом; здесь находится высшая точка Гваделупы и всех Малых Антильских островов — действующий вулкан Суфриер (1467 м), извергавшийся в 1797, 1843 и 1956 гг.

---

* За исключением о. Бас-Тер, все острова группы Гваделупа — низменные. — *Прим. пер.*

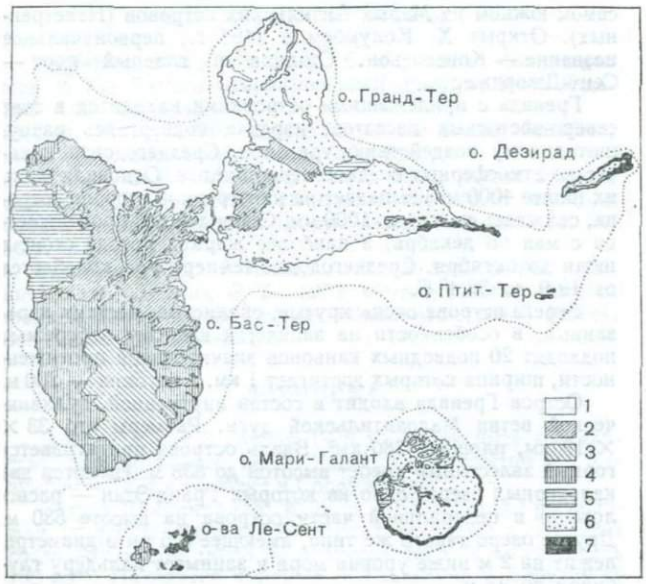


Рис. 1. Геологическая карта островов Гваделупа.

1—3 — четвертичные породы: *1* — обломочные и аллювиальные формации, *2* — латеритовые почвы, *3* — вулканические породы; *4* — плиоценовые вулканические породы; *5—6* — миоценовые породы: *5* — вулканические, *6* — морские трансгрессивные; *7* — домиоценовые вулканические и интрузивные породы.

Полагают, что все вулканические породы о. Бас-Тер моложе морской толщи бурдигальских известняков миоцена на о. Гранд-Тер. Немногочисленные обнажения этих известняков известны в самой северо-восточной его части и на берегах долины р. Блондо (южная оконечность острова). При этом вулканические извержения Бас-Тер иногда «прорывали» известняковые слои.

По характеру залегания и степени эродированности лав на о. Бас-Тер выделяют три фазы вулканизма. Первая, последовавшая за бурдигальской трансгрессией, началась в среднем или позднем миоцене. Центр вулканизма располагался вблизи вулкана Куронь (рис. 1). За ней последовала плиоценовая вулканическая фаза, которую на основании направленности и по особенностям размещения эродированных останцов стратовулканов считают главной фазой вулканизма. Последняя фаза вулканизма (четвертичная — до современной) представлена вулканами Суфриер и Маделен в южной, наиболее возвышенной части острова.

Все три вулканические фазы на Бас-Тер обусловили отложения как лавовых потоков, так и палящих туч при преобладании взрывных образований над лавами. Эффузивы типичны для базальт-андезитового ряда известковощелочной свиты; основной тип пород — лабрадор-битовнитовые андезиты.

Ле-Сент — это небольшая группа вулканических островов (рис. 1). Западный из них — Тер-Бас — сложен почти целиком потоками лабрадоровых андезитов и представляет собой плиоценовый вулканический центр. Остров Тер-От на востоке группы слагается андезитами и дацитами позднемиоценового возраста.

Геологические развитие о. Бас-Тер и прилегающих островков может быть вкратце охарактеризовано следующим образом.

1. Первичные лавовые излияния в позднем миоцене произошли вдоль линейных вулканических зон, приуроченных к западному склону предмиоценового вулканического хребта. Вулканические жерла пересекли нижнемиоценовые мелководные известняки и нижележащие эффузивы, связанные с более древним вулканизмом. Центры извержений тяготели к вулканам Куронь и Мамель.

2. За периодом затишья вулканизма в плиоцене последовало возобновление вулканической деятельности, приведшее к образованию осевого вулканического хребта о. Бас-Тер.

3. После очередного периода спокойствия началась последняя, четвертичная фаза; проявления вулканизма были сконцентрированы в южной части острова и привели к образованию хорошо сохранившихся стратовулканов и эндогенных куполов. Вулкан Суфриер — все еще действующий центр вулканизма.

Остров Дезирад представляет собой наиболее приподнятую часть южного уступа крупного радиального разлома, выраженного подводным желобом Дезирад (рис. 2). Близость острова к крупному разлому обусловила сдвиговые явления в обнажениях вдоль его северного побережья.

Вулканические породы о. Дезирад были эродированы и образовали плоскую платформу, на которой отложились аквитанские известняки мощностью около 50 м. Для выяснения общего характера геологического развития региона важен возраст и состав этого магматического основания острова, поскольку породы такого типа не встречаются более нигде в пределах Малоантильской дуги. Вулканиты основания относятся к спилит-кератофировой формации и ассоциируют с трондьемитовым гипабиссальным плутоном, минимальный радиологический возраст которого находится в интервале 71—150 млн. лет.

Спилиты образуют ряд горизонтов с подушечной отдельностью, переслаивающихся с кремнистыми сланцами, включая яшмы, и гиалокластитами. Лавы такого минералогического состава не встречаются больше нигде на Малых Антильских островах; спилиты состоят из низкотемпературного незонального альбита, кальцита, хлорита, эпидота, некоторого количества авгита и пренгита; кварцевые кератофиры — из незонального альбита, порфирового кварца (от гипидиоморфного до идиоморфного), хлорита и эпидота. Последний встречается в виде пятен изменения во многих подушечных лавах, а миндалины и жилы выполнены гематитом, кальцитом, хлоритом и пренгитом.

По данным химических анализов образцов вулканитов о. Дезирад они характеризуются крайне низким содержанием K_2O, рубидия и стронция, высокими (до крайне высоких) отношениями Na_2O/K_2O, высокими отношениями K/Pb и низкими Pb/Sr, а также повышенным содержанием магния за счет общего железа.

Основной вопрос заключается в том, сложен ли магматический комплекс о. Дезирад океаническими толеитами

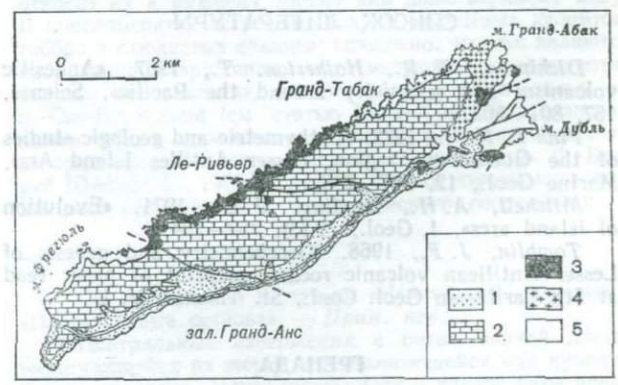


Рис. 2. Геологическая карта о. Дезирад [Reinal A., 1966].

1 — четвертичные отложения (пески, аллювий); *2* — нижний миоцен — известняки; несогласие; *3* — верхняя юра — трондьемиты; *4* — базальные вулканические потоки (верхняя часть разреза); *5* — базальные вулканические потоки — спилиты.

или толеитами Малоантильской островной дуги. Эти породы могут представлять собой автохтонные продукты океанической коры, на которой на раннем этапе развития Малых Антильских островов сформировалась базальная часть вулканического хребта, приподнятая в результате проявления постраннемиоценовых разломов до ее современного положения. Другая точка зрения сводится к тому, что это участок аллохтонной океанической коры, поднятый в процессе разрастания морского дна. Наконец, третья альтернатива, в пользу которой говорят петрохимические данные и результаты морских геофизических исследований, заключается в том, что породы основания о. Дезирад являются продолжением больших Антильских островов и продуктами древнейшей фазы вулканизма.

История геологического развития региона. На основании геологических, геохимических и геофизических данных общий характер геологического развития региона представляется в следующем виде.

1. В средней — поздней юре вулканическая деятельность вдоль дугообразной зоны привела к подводным извержениям толеитов островной дуги, положившим начало росту подводного вулканического хребта.

2. Вслед за спилитами и кератофирами последовало образование вулканогенных пород известково-щелочного ряда, отразивших изменения характера вулканизма и переход его к более взрывному типу; на этой стадии породы извергались из вулканов центрального типа, формируя вдоль свода древнего подводного хребта дугообразный ряд стратовулканов. Эта фаза вулканизма продолжалась до эоцен-олигоцена.

3. К позднему олигоцену — раннему миоцену вулканизм прекратился; в результате эрозионных процессов вершины островов оказались срезанными, и сформировалось основание, на котором отложились трансгрессивные известняки нижнего миоцена.

4. На следующем этапе произошло смещение к востоку по крупным секущим разломам Дезирад и Доминика (существование последнего не вполне доказано) участка коры с расположенным на нем северным сегментом дугообразного хребта.

5. В позднем миоцене вдоль линейной зоны, ныне расположенной на западном склоне предмиоценового вулканического хребта, возобновилась вулканическая деятельность.

Эта молодая фаза вулканизма продолжалась вдоль той же зоны с незначительными перерывами до настоящего времени.

Л. К. Финк (мл.)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Dickinson, W. R., Hatherton, T., 1967. «Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific», Science, 157, 801—803.

Fink L. K., jr, 1972. «Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles Island Ars», Marine Geol., 12, 267—288.

Mitchell, A. H., Reading, H. G., 1971. «Evolution of island arcs», J. Geol., 79 (3), 253—284.

Tomblin, J. F., 1968. «Geochemistry and genesis of Lesser Antillean volcanic rocks», preprint of paper read at 5th Caribbean Geol. Conf., St. Thomas. V. 1.

ГРЕНАДА

Гренада — государство в Вест-Индии; бывшее владение Великобритании, получившее независимость в 1974 г. Входит в состав Содружества, возглавляемого Великобританией. Расположено на о. Гренада (12° с. ш. и 62° з. д.) — самом южном из Малых Антильских островов (Наветренных). Открыт Х. Колумбом в 1498 г., первоначальное название — Консепсьон. Столица и главный порт — Сент-Джорджес.

Гренада с прилежащими островками находится в зоне северо-восточных пассатов, изредка подвергаясь разрушительному воздействию ураганов. Среднегодовое количество атмосферных осадков непостоянное. Основная часть их (более 4000 мм) выпадает на наветренной стороне острова, снижаясь на юге до 1000 мм. Сезон дождей продолжается с мая по декабрь, а наиболее жаркая погода стоит с июля до октября. Среднегодовая температура колеблется от 19,9 до 32,4° С.

Берега острова очень крутые, скалистые, местами изрезанные, в особенности на западе; к южному побережью подходят 20 подводных каньонов значительной протяженности, ширина которых достигает 1 км, а глубина — 200 м.

Остров Гренада входит в состав внутренней, вулканической ветви Малоантильской дуги. Размеры его 33 × × 19 км, площадь 280 км². Вдоль острова протягивается горный залесенный хребет высотой до 838 м. Имеются два кальдерных озера, одно из которых Гранд-Этан — расположено в центральной части острова на высоте 530 м. Другое озеро такого же типа, имеющее 0,5 км в диаметре, лежит на 2 м ниже уровня моря и занимает кальдеру глубиной до 95 м.

В основании разреза залегает складчатая вулканогенно-осадочная толща от эоценового до олигоценового возраста. Перекрывающие ее постолигоценовые отложения характеризуются небольшим количеством известняков и представлены преимущественно вулканогенными образованиями, объединяемыми в две свиты [Sigurdsson H. e. a., 1973]: 1) резко недосыщенных кремнеземом и обогащенных оливином щелочных пикритов, базанитов и щелочных базальтов, залегающих главным образом в виде лавовых потоков, где местами сохранились взрывные кратеры, и 2) известково-щелочных андезитов.

Наиболее молодой вулканической морфоструктурой острова является вулкан Сент-Катерин (840 м), расположенный в его северной части. Возможно, что он образовался в течение плейстоцена. На протяжении исторического периода вулканические извержения не были зарегистрированы. Вместе с тем термальные источники отмечаются в шести местах [Robson G. R., Tomblin J. F., 1966].

Остров Гренада является самым южным в группе Гренадины, куда входят восемь относительно крупных островов (Карриаку, Юнион, Майеро, Какуан, Мюстик, Балис, Иль-де-Катр и Бекия), а также 125 мелких островков и скальных выступов; общая площадь группы около 100 км². Она протягивается в север-северо-восточном направлении до о. Сент-Винсент в виде цепочки длиной 95 км, венчающей подводную банку, глубина которой в основном не превышает 50 м (см. также статью «Сент-Винсент»).

Большинство островов архипелага Гренадины вулканического происхождения, и только некоторые представляют собой коралловые постройки. Имеются как скалистые острова с отвесными берегами, так и окаймленные песчаными пляжами. Рельеф островов, как правило, низкий; максимальное превышение над уровнем моря составляет 335 м.

Наиболее крупный среди Гренадин, расположенный непосредственно к северу от Гренады о. Карриаку (длина 15 км, площадь 34 км², высота до 297 м) сложен рифовыми известняками от средне- до позднеолигоценового возраста, которые как перекрываются, так и подстилаются туфами и агломератами. На этих породах залегают известняки формации Карриаку аквитанского возраста. После раннемиоценовой орогенической фазы здесь отложились миоценовые слои Гранд-Бане, представленные глубоководными глинистыми сланцами и туфами.

Р. У. Фейрбридж, У. Дж. Ри

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Anglejan, B. d', Mountjoy, E. W., 1973. «Submerged reefs of the Eastern Grenadines shelf margin», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2445—2454.

Rea, W. J., 1970. «Andesites of the Lesser Antilles», Proc. Geol. Soc. Lond. (1662), 39—46.

Robson, G. R., Tomblin, T. F., 1966. «West Indies», Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfataric Fields. Naples: Intern. Assoc. Volcanol., pt. 20, 56 p.

Sigurdsson, H., Tomblin, J. F., Brown, G. M., Holland, J. G., Arculus, R. J., 1973. «Strongly undersaturated magmas in the Lesser Antilles Island Arc», Earth Planet. Sci. Lett., 18, 285—293.

ДОМИНИКА

Доминика — с 3 ноября 1978 г. независимое государство, расположенное на о. Доминика, открытом Х. Колумбом в 1493 г.; входит в Содружество.

Остров Доминика (15° 30′ с. ш. и 61° 20′ з. д.) расположен в группе Малых Антильских островов и занимает среди них третье место по размерам (47×24 км, площадь 790 км²). Находится к югу от о. Гваделупа и к северу от о. Мартиника; приурочен к внутренней вулканической цепи Малоантильской дуги. Высшая точка острова в его северной части — потухший вулкан Дьяблотен с крутосклонным куполом Морн-Труа-Питонс (1586 м). Наиболее высокая гора на юге — вулкан Гран-Суфриер (729 м).

Климат острова тропический, он лежит в зоне действия северо-восточных пассатов; август здесь — сезон сильных ливней. Количество выпадающих осадков резко различно в разных частях острова. В районе Шерфорда, на высоте 170 м от уровня моря, выпадает 4700 мм осадков при среднегодовой норме, не превышающей 2000 мм. Температуры изменяются в пределах 18—36° С.

Остров Доминика гористый; большинство горных склонов, преимущественно залесенных, изрезано ущельями с многочисленными бурными потоками, водопадами и озерами. Берега скалистые, крутые, резко обрывающиеся к глубинам океана; 500-метровая изобата проходит приблизительно на расстоянии 1 км от береговой линии.

Остров сложен вулканическими породами главным образом андезитового состава. Эти вулканиты (в отличие от развитых на других Малых Антильских островах) местами обогащены рассеянными и малыми, а также радиоактивными элементами. Только на этом острове встречен поток частично спекшихся туфов [Sigurdsson H., 1972]. В течение исторического периода на о. Доминика вулканические извержения не отмечались, хотя на горе Гран-Суфриер в 1880 г. наблюдался выброс газов [Robson G. R., Tomblin J. F., 1966].

Современная вулканическая деятельность ограничена в основном четырьмя участками развития сольфатар, куда входит в том числе знаменитое кипящее оз. Бойлинг-Лейк вблизи вулкана Гран-Суфриер.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Martin-Kaye, P. H. A., 1969. «A summary of the geology of the Lesser Antilles», Overseas Geol. Mineral Res., 10 (2), 172—206.

Robson, G. R., Tomblin, J. F., 1966. «West Indies», Catalogue of the Active Volcanoes of the World Including Solfataric Fields. Naples: Intern. Assoc. Volcanol., pt. 20, 56 p.

Sigurdsson, H., 1972. «Partly-welded pyroclast flow deposits in Dominica, Lesser Antilles», Bull. Volcanol., 36, 148—163.

МАРТИНИКА

Мартиника — страна на о. Мартиника в группе Малых Антильских островов (Наветренных). Владение Франции, с 1946 г. — официально «заморский департамент». Остров Мартиника (площадь 1115 км²) расположен между островами Доминика (на севере) и Сент-Люсия (на юге), в 210 км к юг-юго-востоку от о. Гваделупа. Остров гористый, покрытый густой растительностью; здесь находится знаменитый вулкан Мон-Пеле (1463 м), поблизости от которого располагается бездействующий конус Мон-Карте (1207 м).

Климат тропический, жаркий и дождливый; с июля по октябрь остров находится под воздействием южных ветров. С марта по июнь ветры дуют с востока, а с ноября по февраль воздух охлаждается северными ветрами. Среднегодовая норма осадков — 2200 мм; меньшее количество их выпадает на южном побережье и большее — в горах. Сильные ураганы отмечались в 1767, 1839, 1891, 1903 и 1928 гг.

Расположенный в координатах 14° 40′ с. ш. и 61° 00′ з. д., остров лежит к югу от широты 15°, по которой проводят границу между группами Наветренных и Подветренных островов. Поэтому нами Мартиника относится к Наветренным островам, хотя другие авторы рассматривают ее в составе Подветренной группы *. Остров имеет удлиненно-овальную форму и простирается с северо-запада на юго-восток на 62 км при ширине 32 км. В отличие от многих Малых Антильских островов, здесь имеется несколько глубоких заливов: на востоке — Галион и Роберт, на западе — Фор-де-Франс и Кюль-де-Сак-дю-Марен. Северная часть острова сложена молодыми вулканическими породами, берега здесь местами крутые и скалистые. Напротив, южное побережье характеризуется известняковыми террасами и невысокими уступами, а также многочисленными коралловыми рифами, островками и песчаными отмелями. На острове имеется множество бурных водотоков. Верхние части склонов гор покрыты густым лесом, нижние заняты сельскохозяйственными угодьями.

В 1902 г. на острове случилась катастрофа, когда во время извержения вулкана Мон-Пеле палящая туча пепла и газов полностью разрушила тогдашнюю столицу острова г. Сен-Пьер, располагавшийся у северного подножия вулкана; при этом погибло 40 000 человек. С тех пор появился термин «извержение пелейского типа», обозначающий подобные вулканические проявления **. Продукты этого извержения представлены преимущественно андезитами и дацитами.

Древнейшие породы Мартиники представлены мощными толщами туфов и известняков. Они содержат *Belosepia*, и поэтому Г. Грюневальд [Grunevald H., 1964, 1965] относит их к нижнему эоцену или даже верхнему мелу. В конгломератах встречены валуны кварцевых диоритов, габбро и слюдистых сланцев; возможно, что они являются продуктами разрушения верхнемелового или нижнетретичного «фундамента», аналогичного установленному на о. Сен-Бартельми (см. статью Гваделупа). Переслаивающиеся туфы и лавы имеют возраст от раннеолигоценового до среднемиоценового (возможно, гельветского). Л. Барраб [Barrabe L., 1955] полагает, что эти породы характерны для краевой части вулканического сооружения. В

---

* См. примечания к статьям «Наветренные острова» и «Подветренные острова». — *Прим. пер.*

** Центральные извержения с очень вязкой лавой, выжимающейся из жерла и возвышающейся над куполом в виде обелиска. Накапливающиеся в канале газы время от времени приводят к боковым взрывам, в результате которых образуются палящие тучи — подвижные взвеси из газов и тонкораздробленного вулканического материала. — *Прим. пер.*

постсреднемиоценовую эпоху сформировались разломы общего восток-северо-восточного простирания.

В периоды высоких стояний уровня моря в плиоцене и плейстоцене образовались отложения приподнятых пляжей, а местами — поднятые коралловые рифы.

Ж. Бюттерлен

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barrabé, L., 1955. «Contribution á l'étude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires de la Martinique», Rev. Inst. Fr. Petrol. Ann. Comb. Liq., 10, 295—308.

Grunevald., H., 1964. «Géologie de la Martinique», Thése Fac. Sci. Univ. Paris, Ser. A (4238), 144 p. (map).

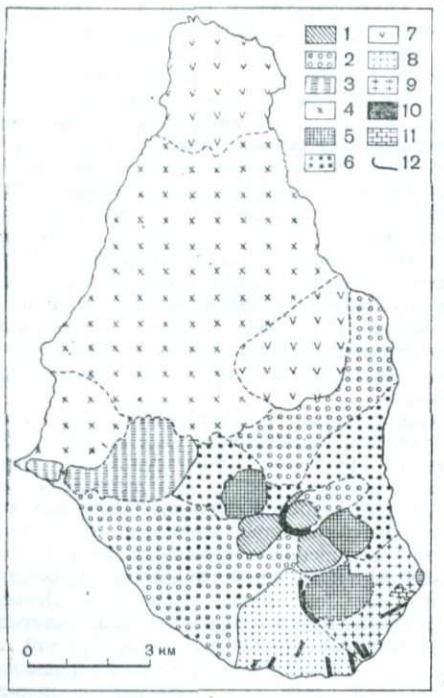
Grunevald, H., 1965. «Géologie de la Martinique», Mém. Carte Géol. Fr. Dépt. Martinique, 144 p. (with maps).

Gunn, B. M., Roobol, M. J., Smith, A. L., 1974. «Petrochemistry of the Peléan-type volcanoes of Martinique», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1023—1030.

Revert, E., 1949. La Martinique. Paris: Nouvelles Editions Latines, 559 p.

МОНТСЕРРАТ

Остров Монтсеррат входит в группу Малых Антильских островов (Наветренных), расположен в 420 км к юго-востоку от Пуэрто-Рико и к северу от о. Гваделупа. Координаты: 16° 45′ с. ш. и 62° 12′ з. д., площадь около 100 км².



Геологическая карта о. Монтсеррат.

1—3 — роговообманково-гиперстеновые андезиты: *1* — лавовые купола Суфриер-Хилл, *2* — пирокластические породы Суфриер-Хилл, *3* — обломочный материал пирокластических пород Сент-Джордж-Хилл; *4* — роговообманково-гиперстеновые и двупироксеновые андезиты (лавы и пирокластиты вулканов Сентер-Хилл и Карабальд-Хилл); *5—7* — двупироксеновые андезиты: *5* — лавовые купола вулканов Суфриер-Хилл, Саут-Суфриер-Хилл и Рочес, *6* — пирокластические породы вулкана Суфриер-Хилл, *7* — лавы и пирокластиты вулканов Сильвер-Хилл и Багби-Харрис; *8—10* — двупироксеновые андезиты и базальты: *8* — серия обломочных пирокластических образований Уайт-Ривер, *9* — агломераты Саут-Суфриер-Хилл, *10* — лавовые потоки (преимущественно базальты); *11* — известняки с примесью туфогенного материала; *12* — краевые части кратеров

Монтсеррат (иногда пишется — Монсеррат) открыт в 1493 г. Колумбом, назвавшим его в честь островершинной горы Монсеррадо (современное название — Монтсеррат) в Испании. Остров с 1783 г. является колонией Великобритании (в составе «Подветренных» островов).

Климат острова определяется северо-восточными пассатами, приносящими с июля по ноябрь обильные атмосферные осадки, объем которых на наиболее возвышенных участках достигает 4000 мм, а в северной части острова и вдоль южного побережья не превышает 1000 мм.

Монтсеррат — гористый остров, сложенный продуктами деятельности пяти вулканических центров от плиоценового до голоценового возраста. Северная его часть сложена андезитовыми лавами и пирокластическими породами, извергавшимися из трех относительно более древних вулканов: Харрис-Багби, который был активен 4,2 млн. лет назад, Сильвер-Хилл, действовавшего 1,6 млн. лет назад, и Сентер-Хилл, активизировавшегося несколько позже.

В южной части острова располагается вулкан Саут-Суфриер-Хилл (848 м). Его деятельность протекала по меньшей мере 1,6 млн. лет назад, однако самые молодые извержения связаны со значительно более поздним временем (рисунок). На начальных этапах извергались базальтовые лавы и формировались серии пирокластических пород от базальтового до андезитового состава, в пределах которых установлены кумулятивные блоки ультраосновных пород. Видимо, в результате именно этих извержений сформировался конический стратовулкан с крупным центральным кратером диаметром около 1500 м. На более позднем этапе образовалась куполообразная экструзия базальтово-андезитового состава, разрушившая восточную стенку кратера и бóльшую часть того же склона вулкана.

Очевидно, закупорка жерла вулкана Саут-Суфриер-Хилл привела к возобновлению вулканизма в близлежащем вулкане Суфриер-Хилл (915 м), где на начальном этапе вулканической деятельности были образованы четыре андезитовых купола; с ними связано накопление пирокластических пород. Абсолютный возраст древесного угля по радиоуглеродному методу в одном из поздних пирокластических наслоений оказался приблизительно равным 24 тыс. лет [Shotton F. W. e. a., 1968]. Андезитовые купола венчаются вершинной кальдерой — так называемым Английским кратером. Это подковообразная кальдера диаметром около 800 м, открытая к востоку. По-видимому, ее формирование связано с мощными извержениями андезитовых пемз. Возраст кальдеры (по радиоуглеродным определениям образцов древесного угля в одном из пемзовых потоков) составляет 18 500 лет.

На более позднем этапе активности вулкана Суфриер-Хилл внутри кальдеры образовался купол кислых андезитов Касл-Пик; по всей вероятности, с этим событием связано обрушение восточной стенки кратера. В историческое время извержения вулкана не отмечались, однако на его склонах имеется семь действующих серных источников. Кроме того, в течение последних 75 лет зарегистрированы три периода необычайно интенсивной сольфатарной деятельности, сопровождающихся сильными мелкофокусными землетрясениями; это 1897—1898, 1933—1936 и 1966—1967 гг. [Robson G. R., Tomblin J. F., 1966; Shephard e. a., 1971]. Не вызывает никаких сомнений, что указанная сейсмическая активность обусловлена перемещениями магмы под вулканом Суфриер-Хилл.

У. Дж. Ри

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Rea, W. J., 1970. «The geology of Montserrat, British West Indies», Ph. D. thesis, Oxford Univ.

Rea, W. J., 1974. «The volcanic geology and petrology of Montserrat, West Indies», J. Geol. Soc. Lond., 130 (4), 341—366.

Robson, G. R., Tomblin, J. F., 1966. «West Indies», Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfataric Fields. Naples: Intern. Assoc. Volcanol., pt. 20, 56 p.

Shepherd, J. B., Tomblin, J. F., Woo, D. F., 1971. «Volcano-seismic crisis on Montserrat, West Indies, 1966—67», Bull. Volcanol., 35, 143—163.

Shotton, F. W., Blundell, D. J., Williams, R. E. G., 1968. «Birmingham University radio carbon dates II», Radiocarbon, 10, 200—206.

Shotton, F. W., Blundell, D. J., Williams, R. E. G., 1970. «Birmingham University radio carbon date IV», Radiocarbon, 12, 385—399.

НАВЕТРЕННЫЕ ОСТРОВА

Наветренные острова входят в состав Малых Антильских островов Карибского региона. Эти острова географически расположены южнее 15° с. ш. и включают (с севера на юг) Доминику, Мартинику, Сент-Люсию, Сент-Винсент и Гренаду *. За исключением Мартиники, все они ранее входили в состав Британской Вест-Индии.

По своему геологическому строению Наветренные острова целиком относятся к внутренней вулканической дуге Малых Антильских островов и сложены преимущественно андезитовыми лавами и туфами. Основная складчатость здесь произошла в раннем миоцене, однако вулканизм продолжался и после этого времени, поэтому пирокластические образования и лавы перемежаются с молодыми осадочными породами — преимущественно известняками, реже глубоководными глинами. На островах Мартиника и Сент-Винсент имеются действующие вулканы.

Острова рассматриваемой группы расположены в зоне пассатов, дующих здесь преимущественно с востока и северо-востока. Нами используется английское значение термина «наветренный», т. е. расположенный вниз по ветру, с этим связано происхождение названия «Наветренные» для южной группы Малых Антильских островов. Однако в испанском, французском, голландском и других языках эти термины имеют обратное значение. Характерны значительные колебания в количестве атмосферных осадков. На низменных островах и подветренных побережьях, т. е. на западных и юго-западных, выпадает мало осадков, а на наветренных сторонах и на высоких отметках — чрезвычайно много.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Rea, W. J., 1970. «Andesites of the Lesser Antilles», Proc. Geol. Lond., 1662, 39—46.

Robson, G. R., Tomblin, J. F., 1966. «West Indies», Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfatare Fields. Naples: Intern. Assoc. Volcanol., pt. 20, 56 p.

Tomblin, J. F., 1968. Geochemistry and Genesis of Lesser Antillean Volcanic Rocks, 5th Caribbean Geol. Conf., St. Thomas, V. 1.

* Наветренными островами в нашей литературе называют островную группу в Вест-Индии, входящую в состав Малых Антильских островов и простирающуюся от прол. Анегада на севере до о. Гренада на юге (между 12 и 19° с. ш.). Таким образом, то, что авторами именуется «Наветренными островами», фактически является лишь южной частью этой островной группы (см. также примечание к статье «Подветренные острова»). — *Прим. пер.*

НИДЕРЛАНДСКИЕ АНТИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Известные под названием «Голландской Вест-Индии», Нидерландские Антильские острова занимают площадь 1004 км² и состоят из двух групп островов в Карибском море. Наветренная группа включает острова Сен-Мартен (частично принадлежащие Франции), Саба и Синт-Эстатиус, расположенные к востоку от Виргинских островов и образующие часть Восточно-Карибского комплекса (см. Вест-Индия, общий очерк). Нидерландские Подветренные острова — Аруба, Бонайре и Кюрасао на расстоянии более 900 км к юго-западу от Наветренной группы — образуют бóльшую, западную часть широтной цепи островов, расположенных у северного побережья Венесуэлы. Обе группы входят в состав Малых Антильских островов.

Климат района полуаридный, тропический, определяющийся воздействиями северо-восточных пассатов. Подветренные острова низменные, с пустынной растительностью. Наветренные имеют более расчлененный рельеф и смешанную растительность, связанную с разнообразным микроклиматом.

Полезных ископаемых известно немного. На Кюрасао добываются фосфориты; добыча золота на Арубе прекратилась в 1916 г. В будущем возможна рентабельная разработка залежей гипса и пемзы на о. Синт-Эстатиус.

Подветренные острова *

Основы геологии островов Аруба, Бонайре и Кюрасао были разработаны Л. Руттеном [Rutten L. M. R., 1932], Г. Моленграфом [Molengraaf G. J., 1929], П. Пийперсом [Pijpers P. J., 1933] и Й. Вестерманом [Westermann J. H., 1932]. Эти острова, входящие в состав антиклинория Аруба—Орчила, по своему геологическому строению и истории развития существенно отличаются от прибрежного района Венесуэлы, но имеют много сходных черт с Большими Антильскими островами.

Основание островной группы сложено ларамийскими складчатыми сериями субаквальных лав и туфов мелового возраста, накопившихся в троге, существовавшем на месте современных островов. Эти серии включают «диабазовую формацию» Кюрасао и Арубы и нижнюю часть формации Уошикемба Бонайре. Описываемый комплекс был прорван гранодиоритовыми и в меньшей степени габброидными породами позднемелового, возможно кампанского, возраста [Priem H. N. e. a., 1966; 1967]. На Кюрасао установлены молодые, послеатские, интрузии.

Остров Кюрасао (площадь 444 км²). На диабазовом фундаменте со стратиграфическим перерывом в основании залегает кампан-маастрихтская группа Книп, сложенная кремнистыми породами, конгломератами, известняками и туфами. Базальная часть группы — формация Серу-Тейнтье — представлена известняками с рифообразующими кораллами, литотамниями, рудистами и конгломератами. В верхней части разреза группы встречаются туфы. Тектонические подвижки этого периода обусловили фациальные изменения и колебания мощностей, а также привели к формированию турбидитов и конгломератов. Выше с несогласием залегают отложения группы Мидден-Кюрасао — флишеподобные породы и конгломераты датского возраста. Основная складчатость произошла в конце

* Подветренными называются острова, образующие южную цепь Малых Антильских островов к западу от 64° з. д. В состав Подветренных входят рассматриваемые здесь острова Аруба, Кюрасао и Бонайре, а также расположенные восточнее острова Авес, Лос-Рокес, Орчила, Бланкилья и Лос-Эрманос (владения Венесуэлы). — *Прим. пер.*

мелового — начале третичного периода, в то время как в прибрежном районе Венесуэлы эти события происходили уже в середине мела.

Остров Бонайре (площадь 288 км²). Развитая на этом острове формация Уошикемба — вулканическая серия с прослоями кремнистых сланцев и радиоляритов мощностью свыше 5000 м — в общих чертах коррелируется с толщами диабазового основания и группы Книп о. Кюрасао. Игнимбриты в средней части этой формации, по-видимому, соответствуют стратиграфическому перерыву [Beets D. J., Lodder W., 1967]. Выше залегают отложения формации Ринкон — мелководные образования позднекампанского и раннемаастрихтского возраста. Формация грубых конгломератов Соэби-Бланко может быть сопоставлена с группой Мидден-Кюрасао о. Кюрасао. Весь этот комплекс был смят в пологие складки и прорван субвулканическими порфиритами в кампане или в более ранее время.

Остров Аруба (площадь 193 км²). *Основание этого* острова, сложенное диабазами и их туфами, не имеет *верхнемелового — нижнетретичного осадочного покрова,* в отличие от Кюрасао и Бонайре. Значительная часть острова занята выходами батолита, сложенного гранодиоритами и габбро.

Вслед за последатским периодом деформаций и метаморфизма все три острова испытали подъем и денудацию. На ряде участков, однако, сохранились третичные отложения. На островах Кюрасао и Бонайре развиты верхнеэоценовые известняки с крупными фораминиферами и мергели, объединенные в формацию Серу-ди-Куэба. Скважина на Арубе вскрыла породы морской миоценовой формации Оранхе-Стад. Формирование глубоководного морского бассейна в этом еще сейсмически активном районе, вероятно, началось в конце эоцена [Lagaay R. A., 1969].

Более молодые третичные отложения на островах отсутствуют; *большей частью они перекрыты четвертичными* породами. Известняковые коралловые рифы и террасы *встречаются на высотах до 210 м над уровнем моря. По* давним представлениям В. Габба, Г. Моленграфа и Л. Руттена, острова были вовлечены в сводовое поднятие, а рифы обнажились в результате эрозии. Все холмы юго-западного побережья Кюрасао, Арубы и Бонайре отличаются заметной асимметрией, связанной с тем, что бронирующие рифовые образования падают под углом 25° на юго-запад. Г. Шауб [Schaub H. P., 1948] полагал, что рифовые известняки не претерпели существенных деформаций, а образовались в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря. Й. Зонневельд [Zonneveld I. J. S., 1960] установил, что крутопадающие участки островов находятся in situ и представляют собой делювиальные склоны, которые в свою очередь были срезаны плоскими террасами, отвечающими периодам затухания эвстатических колебаний *уровня моря в ходе четвертичного поднятия.* Р. Лагай [Lagaay R. A., 1969] объяснил факт более высокого *положения древних террас по отношению к более молодым* постепенным подъемом островов, начавшимся, по-видимому, в раннем миоцене, на который наложились изменения, связанные с эвстатическими колебаниями.

Эолианиты, круто падающие к западу, свидетельствуют о сильных ветрах в периоды регрессий и позволяют идентифицировать все стояния уровня океана. Периоды сухого климата чередовались с влажными, во время которых возникали карстовые пещеры. В отложениях пещер обнаружены остатки грызунов, гигантской черепахи *Geochelone* и ленивца *Pauloenus.* Это позволяет предполагать связь рассматриваемой островной группы с Южной Америкой, осуществлявшуюся, скорее всего, в периоды умеренной влажности. В голоценовую эпоху эволюция побережья привела к образованию скал, барьерных утесов *и лагун. Белые карбонатные илы солончаков Бонайре* содержат очень молодой доломитовый материал — 1500—2200 *лет по данным радиоуглеродной датировки* [Deffeyes K. S. e. a., 1964].

Наветренные острова

Три острова, расположенные в Восточно-Карибском регионе, Сен-Мартен, Саба и Синт-Эстатиус являются частью «Голландской Вест-Индии». *Остров Сен-Мартен входит* в состав «Известняковых Кариб», а острова Саба и Синт-Эстатиус *приурочены к внутреннему,* вулканическому поясу Малоантильской дуги.

Остров Сен-Мартен, *находящийся в северной части* Малых Антильских островов, расположен в пределах *невулканического пояса, протягивающегося* восточнее внутренней вулканической зоны. Площадь острова 85 км² (37 км² его территории принадлежит Нидерландам). Остров пересекается двумя системами холмов, достигающими высоты 424 м на западе (Парадиз-Пита) и 311 м на востоке.

Основные черты геологического строения были установлены Г. Моленграфом [Molengraaf G. L., 1929] и Вестерманном [Westermann J. H., 1949]. Породы основания (формация Пуан-Бланш) представлены туфами с грубообломочными пирокластическими образованиями и включениями карбонатных пород верхнего эоцена. Гранодиоритовые интрузии олигоценового возраста, сопровождавшиеся эмбриональным вулканизмом, находятся в тесной связи с магматической деятельностью Больших Антильских островов. Поздне- или постмагматическая фаза представлена андезитовыми и базальтовыми интрузиями, приуроченными к сбросам.

На эродированной поверхности фундамента несогласно залегают от верхнеолигоценовых до нижнемиоценовых известняки и мергели формации Лаулендс [Drooger C. W., 1951].

Периоды тектонической деятельности отмечаются в олигоцене, раннем миоцене и в позднечетвертичную эпоху. *Формирование блоков в миоцен-плиоцене привело к на*клону поверхности общего запад-северо-западного на*правления. Колебания уровня океана обусловили* образование плейстоценовых коралловых рифов и береговых террас, располагающихся на высотах 5—6 м над уровнем моря; иногда здесь, как и в районе Пуан-Бланш, террасы наклонены до 30° [Weyl R., 1966].

Саба — небольший островок площадью 13 км², он представляет собой вершину простого андезитового вулканического конуса, расположенного во внутреннем вулканическом поясе Малых Антильских островов. Вершина его воздымается на 869 м над уровнем моря и на 1500 м над поверхностью дна. Конус этого потухшего вулкана средне-позднеплейстоценового возраста хорошо сохранился; в середине кратера расположено поселение с очень уместным названием Боттом (Дно). На острове имеются залежи серы и гипса — продукты современной вулканической деятельности. *Лишь в сравнительно недавние* времена иссякли существовавшие серные источники.

Остров Синт-Эстатиус *(площадь 21 км²) расположен* юго-восточнее о. Саба, вблизи о. Сент-Кристофер; как и Саба, он представляет собой молодой вулканический остров внутреннего пояса. Северо-западная часть его денудирована и характеризуется холмистым рельефом. Это район относительно древнего палеовулканического центра, сложенного туфами, брекчиями и андезитовыми лавами. Над юго-восточной частью острова возвышается более молодой симметричный андезитовый вулканический конус, достигающий высоты 600 м. Этот стратовулкан образован покровами туфов, брекчий и пемз. Представляет интерес среднеплейстоценовая формация Уайт-Волл, развитая на южном склоне вулкана Квилл. Она сложена коралловыми, моллюсковыми и литотамниевыми известняками, конгломератами, туфами и пемзами, падающими к югу под углом 40—45°. *Эта формация представлена смешанными вулкано*миктовыми и мелководно-морскими образованиями, *отложившимися в северо-западной части острова после за*вершения позднеплиоценового вулканизма. На юго-востоке

эти породы деформированы и прорваны более молодыми четвертичными вулканитами. Район все еще сохраняет сейсмическую активность.

Г. К. Броувер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Beets, D. J., Lodder, W., 1967. «Indications for the presence of ignimbrites in the Cretaceous Washikemba Formation of the Isle of Bonaire, Netherlands Antilles», Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. (Amsterdam), Ser. B, 70, 5 p.

Deffeyes, K. S., et al., 1964. «Dolomitization: observations on the island of Bonaire, Netherlands Antilles», Science, 142, 678—679.

Drooger, C. W., 1951. «Upper Cretaceous foraminifera of the Midden Curacao beds near Hato, Curacao (N. W. I.)», Proc. Kon. Akad. Wetensch. (Amsterdam), Ser. B, 54 (1), 66—72.

Lagaay, R. A., 1969. «Geophysical investigations of the Netherlands Leeward Antilles», Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Afd. Natuurkunde, Ser. 1, 25 (2), 86 p.

Molengraaff, G. J. H., 1929. Geologie en hydrologie van het eiland Curacao. Delft: J. Waltman, thesis, 126 p.

Pijpers, P. J., 1933. Geology and Paleontology of Bonaire. Utrecht: Geogr. Med., thesis, 103 p.

Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. M., Verschure, R. H., Hebeda, E. H., Lagaay, R. A., 1966. «Isotopic age of the quartz-diorite batholith on the island of Aruba, Netherlands Antilles», Geol. Mijnb. 45, 3 p.

Priem, H. N. A., et al., 1967. «Isotopic age determinations on Surinam rocks», Geol. Mijnb., 46 (1), 26—31.

Rutten, L. M. R., 1932. «De geologische geschiedenis der drie Nederlandse Benedenwindse Eilanden», De West Indische Gids (Netherlands), 13—9.

Schaub, H. P., 1948. «Geological observations on Curacao, N. W. I.», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologissts, 32, 1275—1291.

Westermann, J. H., 1932. The Geology of Aruba. Utrecht: Min. Geol. Inst. Rijksuniv., 129 p.

Westermann, J. H., 1949. «Overzicht van de geologische en mijnbouwkundige kennis der Nederlandse Antilles», Roy. Inst. for the Indies, Mededel., 85 (35), 169 p.

Westermann, J. H., Kiel, H., 1961. «The geology of Saba and St. Eustatius, with notes on the geology of St. Kitts, Nevis, and Montserrat», Natuur. Stud. Surinam Publ., 24, 175 p.

Weyl, R., 1966. «Geologie der Antillen», Region, Geol. der Erde, vol. 4. Berlin: Gebr. Borntraeger, 410 p.

Zonneveld, J. I. S., 1960. «An aerial-photographic research in Curacao, Aruba, and Bonaire», Tijdshr., Kon. Ned. Aardr. Gen. 72 (4), 389—400. (Dutch with Engl. abstr.).

ПОДВЕТРЕННЫЕ ОСТРОВА

Подветренные * (т. е. Наветренные) острова образуют *северо-восточную часть Малоантильского сегмента* Карибской островной дуги. Иногда в состав Наветренных включают также Виргинские острова, расположенные к западу от прол. Анегада, которые существенно отличаются по своему геологическому строению от Малых Антильских островов. Нами они рассматриваются как часть Больших Антильских островов.

Наветренные острова образуют северо-восточную часть Малоантильского сегмента Карибской островной дуги, отделяющуюся глубоким прол. Анегада (Юнгферн) от Больших Антильских островов и заключены между 15° 00′—18° 35′ с. ш. и 61° 40′—63° 20′ з. д.

Группа Наветренных островов подразделяется на две различные зоны.

1. Внутренняя зона, представляющая собой вулканическую дугу — составную часть Вулканических Карибских (см. Вест-Индия, общий очерк). Она включает острова Саба, Синт-Эстатиус, Сент-Кристофер, Невис, Редонда и Монтсеррат. Это цепь расположенных приблизительно *в 30 км друг от друга вулканических центров, прослеживающаяся* в южном направлении через острова Гваделупа и Доминика и далее к Наветренным островам, расположенным к югу от 15° с. ш.

Вулканическая деятельность, отмечаемая с эоцена, частично проявляется и сейчас (примером может служить вулкан Суфриер на о. Невис и одноименный вулкан на о. Гваделупа). На островах Синт-Эстатиус и Сент-Кристофер вулканические породы переслаиваются с плиоценовыми и плейстоценовыми известняками (соответственно формации Годвин-Гат и Бримстон-Хилл). На о. Монтсеррат плейстоценовая формация Рош-Блаф сложена перемежающимися туфами и известняками. Острова расположены в зоне пассатов и, таким образом, имеют субтропический климат.

2. Внешняя зона (часть Известняковых Карибских) включает острова Сомбреро, Дог, Ангилья, Сен-Мартен (Синт-Маартен), Сен-Бартельми, Барбуда и Антигуа. К этой островной цепи относится также восточная часть Гваделупы и прилежащие шельфовые острова Дезирад и Мари-Галант. Местами здесь развит осадочный покров от позднего олигоцена до миоцена (главным образом фораминиферовые и оолитовые известняки с прослоями туфов), который был приподнят, наклонен и нарушен сбросами в позднем или раннем плиоцене, но оставался довольно стабильным начиная с позднего плиоцена.

В настоящее время на островах, претерпевших значительную денудацию, сохранились лишь невысокие холмы, отмечаются четвертичные эвстатические террасы. Согласно У. Дэвису [Dawis W. M., 1924, 1926], острова Сомбреро,

---

* Как неоднократно подчеркивают авторы, названия «Подветренные» и «Наветренные» применительно к Вест-Индии в англоязычной литературе имеют значения, обратные принятым в других европейских языках, в том числе в русском. Исходя из этого, Подветренные острова должны переводиться как Наветренные (и наоборот). Кроме того, имеются существенные различия и в географической интерпретации этих понятий. Так, Подветренными (в нашем значении — Наветренными!) авторы называют только северную часть дуги Малых Антильских островов от о. Сомбреро на севере до о. Мари-Галант на юге (в этом варианте они и рассматриваются в настоящей статье). Согласно же советской географической и геологической литературе Наветренная группа охватывает всю восточную (меридиональную) часть Антильской (Карибской) дуги от прол. Анегада на севере до о. Гренада на юге (приблизительно между 12 и 19° с. ш.). В понимании авторов собственно Наветренными островами является только южный отрезок этой островной цепи (к югу от 14° с. ш.), который рассматривается ими в отдельной статье (см. «Наветренные острова»). В свою очередь, Подветренными, или Южно-Антильскими, островами на наших картах называют острова, составляющие широтную ветвь Малоантильской дуги, протягивающуюся вдоль северного побережья Южной Америки от о. Аруба на западе до о. Лос-Эрманос на востоке (между 64 и 70° з. д.). Часть этой островной группы описана авторами в статье «Нидерландские Антильские острова».

Во избежание путаницы при переводе текста, посвященного Карибскому региону, мы старались придерживаться принятой у нас трактовки указанных выше наименований, в необходимых случаях делая соответствующие оговорки. — *Прим. пер.*



Малоантильская островная дуга с внешней и внутренней зонами, с поправками П. Мартен-Кайе [Martin-Kaye P. H., 1960].

1 — внешняя дуга; *2* — внутренняя (вулканическая) дуга; *3* — домиоценовые вулканические породы; *4* — позднемиоценовые и более молодые породы; жирная линия — ось отрицательной гравиметрической аномалии.

Антигуа и Мари-Галант увенчаны приподнятыми атоллами. Благодаря современному низменному рельефу эти острова почти не создают препятствий для пассатов, дующих с востока и северо-востока, и имеют довольно сухой (до полуаридного) климат.

История геологического развития. Наветренные острова являются северной приподнятой частью подводного вулканического хребта меридионального простирания, сформировавшегося в результате по меньшей мере двух длительных фаз вулканизма. На рисунке показаны древняя и молодая дуги, каждая из которых соединяет одновозрастные центры вулканизма. Отклонение оси молодых вулканических центров к северу от о. Доминика обусловило разделение вулканического пояса и образование двойного ряда островов. К югу от о. Доминика зона молодого вулканизма наложилась на древнюю, в результате чего образовалась единая островная цепь.

По преобладающему типу пород, развитых на островах, внутренний ряд получил название Вулканических Кариб (от о. Саба до о. Гренада), а внешний — Известняковых Кариб (от о. Сомбреро до о. Мари-Галант).

Основанием островов древней зоны служат андезитовые и дацитовые лавовые потоки известково-щелочного типа эоценового и олигоценового возраста. Однако установленный по радиологическим данным юрско-меловой возраст изверженных пород основания о. Дезирад позволяет предположить, что Малые и Большие Антильские острова непрерывно развивались как единое образование с домиоценовой эпохи. Другая интерпретация, предложенная Л. Финком (мл.) с соавторами [Fink L. K., jr., e. a., 1971] для подушечных спилитов, кремнистых сланцев и кварцевых кератофиров, ассоциированных с гипабиссальными тронъемитами, состоит в том, что породы основания о. Дезирад являются частью офиолитовой свиты и что это основание представляет собой приподнятую или обдукционную океаническую кору Атлантики. Прекращение вулканизма приблизительно в среднем эоцене — раннем олигоцене сопровождалось эрозией, частичным выравниванием поверхности, внедрением небольших гипабиссальных интрузий и перекрытием вулканических образований маломощными пологозалегающими карбонатно-терригенными трансгрессивными комплексами олигоцена — раннего миоцена.

Во время перерыва вулканической деятельности вдоль линии, проходящей непосредственно к северу от о. Доминика, произошло значительное смещение подводного хребта. Это, по-видимому, было связано с разными скоростями изостатического воздымания, обусловленного большими мощностями отложений у южного окончания предмиоценового Малоантильского желоба.

Возобновление вулканизма в позднем миоцене и раннем плиоцене привело к образованию молодого, внутреннего ряда островов (от Саба до Ле-Сент). На островах одиночной гряды, протянувшейся от Доминики до Гренады, позднетретичные до голоценовых вулканические породы несогласно перекрывают более древние вулканогенные и осадочные толщи.

Структурная и петрологическая характеристика. В структурном отношении двойная дуга Наветренных островов состоит из широкого асимметричного хребта, связанного с более древними вулканическими центрами, и цепи молодых, линейно расположенных вулканических центров, приуроченных к западному склону основной гряды. Смещение оси древней вулканической зоны, приведшее к резкому расширению вулканического хребта, объясняют подвижками по крупному поперечному разлому, проходящему непосредственно к северу от о. Доминика.

В химическом и петрологическом отношении Наветренные острова соответствуют океанической известково-щелочной свите. Известково-щелочные комплексы Малых Антильских островов характеризуются высоким содержанием глинозема, низкой щелочностью (особенно мало K_2O), очень низким содержанием титана и общим обогащением кремнеземом. Единственная петрохимическая закономерность, выявленная в ходе недавних исследований — гетерогенное распределение типов пород вдоль вулканической дуги. Хотя еще не существует единого мнения о конкретной физико-химической модели, которая могла бы объяснить такую неоднородность, большинство исследователей пытается связать это явление с многостадийными процессами, происходящими в верхней мантии и в нижнем слое коры. Попытки обнаружить пространственные и временные закономерности в содержании калия и обогащении пород железом, что типично для других регионов островных дуг, пока не увенчались успехом.

Л. К. Финк (мл.), Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Davis, W. M., 1924. «A tilted-up, beveled-off atoll», Science, 60, 51—56

Davis, W. M., 1926. «The Lesser Antilles», Am. Geogr. Soc. Spec. Publ. 2, 207 p.

Fink, L. K., Jr., 1968. «Marine geology of the Guadeloupe Region, Lesser Antilles Island Arc», thesis, Univ. Miami, 121 p.

Fink, L. K., Jr., 1970. «Evidence for the antiquity of the Lesser Antilles Island Arc», Trans. Am. Geophys. Union, 51 (4), 326.

Fink, L. K., Jr., Harper, C. T., Stipp, J. J., Nagle, F., 1971. «Tectonic significance of La Désirade», Proc. 6th Caribbean Geol. Conf., Margarita, Venezuela, Abstr.

Lewis, J. F., 1971. «Composition, origin, and differentiation, of basalt magma in the Lesser Antilles», Geol. Soc. Amer. Mem., 130, 159—180.

Martin-Kaye, P. H. A., 1960. «The double arc of the Lesser Antilles», thesis, Univ. London, 78 p.

Martin-Kaye, P. H. A., 1969. «A summary of the geology of the Lesser Antilles», Overseas Geol. Mineral. Res., 10 (2), 172—206.

Mitchell, A. H., Reading, H. G., 1971. «Evolution of island arcs», J. Geol., 79 (3), 253—284.

Tomblin, J. F., 1968. «Geochemistry and genesis of Lesser Antilles volcanic rocks», Reprint of paper read at 5th Caribbean Geol. Conf., St. Thomas, V. 1.

СЕНТ-ВИНСЕНТ

Остров Сент-Винсент (владение Великобритании) относится к Наветренной группе Малых Антильских островов Вест-Индии и расположен между о. Сент-Люсия на севере и о. Гренада на юге. Северная часть цепочки небольших островов Гренадины подчинена администрации Сент-Винсента (см. также статью Гренада) *.

Остров Сент-Винсент расположен под 13° 09′ с. ш. и 61° 14′ з. д. и тяготеет к внутренней, вулканической дуге Малых Антильских островов. Площадь острова 389 км², вместе с северной подгруппой Гренадин — 433 км². Рельеф горно-холмистый; возвышенности сильно залесены и рассечены глубокими долинами. Северная оконечность острова увенчана вулканом Суфриер высотой 1234 м. Зарегистрированы извержения в 1718, 1812, 1902 и 1904 гг. Кратер вулкана Суфриер диаметром 1,5 км и глубиной 500 м в настоящее время занят озером. Древнейшие породы — лавы и туфы авгитовых и гиперстеновых андезитов. В древних агломератах обнаружены метаморфизованные известняки и жильный кварц. Более молодые лавы имеют базальтовый состав. Отмечаются ультраосновные породы, обогащенные оливином.

На острове протекают многочисленные ручьи, пересыхающие в зимние периоды. Западное побережье крутое и скалистое, но имеется надежная бухта для гавани (порт Кингстаун). Восточное побережье более пологое и окаймляется узкой полосой прибрежной равнины. Здесь установлены четыре террасы четвертичного возраста.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Aspinall, W. P., Sigurdsson, H., Shepherd, J. B., 1973. «Eruption of Soufriére Volcano on St. Vincent Island, 1971—1972», Science, 181 (4095), 117—124.

Hay, R. L., 1959. «Origin and weathering of late-Pleistocene ash deposits on St. Vincent», B. W. I. J. Geol., 67, 65—87.

Hill, O. M., 1959. «St. Vincent in the Windwards», Can. Geogr. J., 59 (5), 162—167.

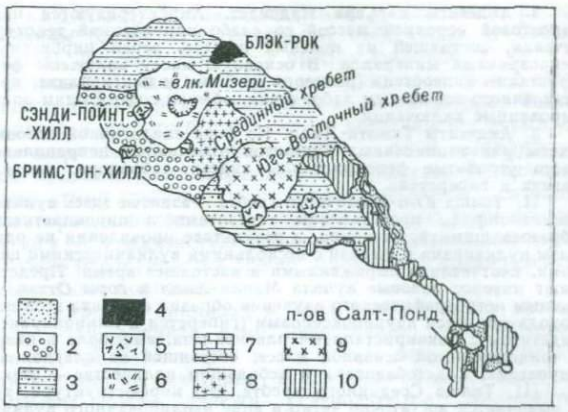
Lewis, J. F., 1964. «Mineralogical and petrological studies of plutonic blocks from the Soufriére Volcano, St. Vincent, B. W. I.», Ph. D. thesis, Oxford Univ., 270 p.

Robson, G. R., 1968. «Excursion guides»; field trip guide, St. Vincent», Trans. 4th Caribbean Geol. Conf., 454—457.

СЕНТ-КРИСТОФЕР, НЕВИС И АНГИЛЬЯ

Сент-Кристофер (Сент-Киттс), Невис и Ангилья — группа островов в пределах Малых Антильских (Наветренных), владение Великобритании.

Два из них — Сент-Кристофер и Невис — расположены в южной части банки Статия, надводный гребень которой приурочен к осевой части молодой вулканической цепи Малоантильской островной дуги. Ангилья — северный в группе островов банки Ангилья, возникших при совместном излиянии предмиоценовых вулканических центров.



Геологическая карта о. Сент-Кристофер, по П. Мартен-Кайе и П. Бейкеру [Martin-Kaye P. H. A., 1959; Baker P. E., 1968].
1 — пляжевые и маршевые отложения; *2—7* — вулканические породы Мизери: *2* — серия Стил-Даст, *3* — пирокластические образования Меншен, *4* — базальты Блэк-Рок, *5* — андезитовые купола, *6* — конус вулкана Мизери, *7* — плейстоценовые известняки; *8—10* — вулканиты: *8* — Срединного хребта, *9* — Юго-Восточного хребта, *10* — более древние.

Сент-Кристофер. Остров Сент-Кристофер вытянут в общем северо-западном направлении на расстояние 36 км и резко сужен в своей юго-восточной части с образованием тонкой перемычки. Он почти полностью сложен вулканическими породами (рисунок), среди которых П. Мартен-Кайе [Martin-Kaye P. H., 1959] выделил снизу вверх по разрезу следующие четыре толщи: 1) п-ова Салт-Понд и холмов Канада-Хиллс; 2) Юго-Восточного хребта; 3) Срединного хребта; 4) вулкана Мизери.

Из-за скудности фаунистических данных стратиграфическая последовательность устанавливается частично по характеру напластования, частично по степени эродированности образований. Перечисленные выше толщи являются продуктами деятельности основных вулканических центров плиоцен-плейстоценового возраста. Абсолютный возраст всех вулканогенных пород не превышает 7 млн. лет. Согласно К—Ar-определениям образцов лав из первых двух подразделений возраст лавовых потоков у основания южного склона Юго-Восточного хребта составляет около 7 млн. лет, а вулканических пород п-ова Салт-Понд — от 2 до 2,5 млн. лет.

С основными вулканическими центрами связаны также лавовые купола, такие как Бримстон, Сэнди-Пойнт, Мизери-Пик, Оттли и Манки-Хилл.

I. Толща п-ова Салт-Понд и холмов Канада-Хиллс. Эти породы, развитые в юго-восточной части о. Сент-Кристофер, — самые поздние продукты наиболее древних вулканических центров; по мнению П. Мартен-Кайе [Martin-Kaye P. H., 1959], они слагают основание острова. Рассматриваемые породы представлены главным образом глыбовыми агломератами, в меньшем количестве — туфами, иногда — субвулканическими андезитами. Образование их связывают с двумя главными вулканическими центрами, один из которых располагался вблизи г. Бас-Тер; на месте второго возникла провальная кальдера с оз. Грейт-Салт-Понд. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика пород этой толщи.

1. Глыбовые агломераты и субвулканические андезиты. Это пироксеновые андезиты, обычно содержащие гиперстен и диопсид-авгит; иногда в небольших количествах присутствует базальтовый горнблендит. Содержание железо-магнезиальных компонентов темноцветных минералов небольшое и непостоянное. Угол $2V$ гиперстенов свидетельствует о их значительном обогащении железом. Плагиоклазы представлены от лабрадора до андезина.

* Ныне — независимое государство Сент-Винсент и Гренадины. — *Прим. пер.*

2. Андезиты карьера Нидсмаст. Характеризуются пилотакситовой основной массой со слабо проявленной текстурой течения, состоящей из полевых шпатов, зерен пироксена и непрозрачных минералов. В основную массу включены фенокристаллы гиперстена (размером до 5 мм) и плагиоклаза, представленного зональным лабрадором, обычно содержащим ориентированные включения.

3. Андезиты Тимоти-Хилл. На фоне аналогичной основной массы ранее описанных андезитов отмечаются неправильные, часто угловатые фенокристаллы андезит-лабрадора, диопсид-авгита и гиперстена.

II. Толща Юго-Восточного хребта. Развитые здесь вулканические породы представлены андезитами и пирокластитами, образовавшимися, очевидно, в результате проявления не одной фазы вулканизма и в связи с несколькими вулканическими центрами, неотчетливо выраженными в настоящее время. Представляют интерес лавовые купола Манки-Хилл и горы Оттли. По данным петрографического изучения образца андезита этой горы порода является двупироксеновым (гиперстен и клинопироксен) андезитом с фенокристаллами плагиоклаза, амфибола и кварца в тонкозернистой основной массе, состоящей из плагиоклаза, пироксена, кристобалита и в небольшом количестве — стекла.

III. Толща Срединного хребта. Эта морфоструктура, хотя и выделяется достаточно четко в виде изолированного вулканического центра и сходна по своему строению с Юго-Восточным хребтом, все же уступает по масштабу близлежащим центрам вулканизма. Редкие обнажения этого хребта сложены преимущественно андезитовыми лавами и агломератами. На юго-западном склоне Срединного хребта на высоте 330 м, вблизи Годвин-Гат, обнаружено обнажение известняков, возраст которых на основании находки хорошо сохранившейся формы Montastrea annularis датируется плиоцен-плейстоценом.

IV. Толща Мизери. Гора Мизери (1156 м) — самый молодой вулканический центр о. Сент-Кристофер — представляет собой типичный стратовулкан, столь характерный для вулканизма Малых Антильских островов. Особенно интересны побочные вулканические центры, связанные с горой Мизери: андезитовые купола Бримстон-Хилл, Фарм-Флэт и Сэнди-Пойнт-Хилл, расположенные на склонах основного конуса. Сэнди-Пойнт-Хилл и Фарм-Флэт сложены двупироксеновыми андезитами (обычно гиперстеновыми и авгитовыми). В отличие от них купол Бримстон-Хилл сложен гиперстеновыми андезитами, не встреченными за его пределами. В процессе роста купола Бримстон-Хилл слои плейстоценовых известняков были подняты вверх по склону. Радиоуглеродный возраст коралла из этих известняков составляет 44000±1200 лет («минимальный» возраст для подобных образцов).

На горе Мизери обнаружены глыбы грубозернистых пирокластитов (горнблендитовых эвкритов), подобных аналогичным образованиям о. Сент-Винсент, а также глыбы, состоящие из оливиновых габбро, кварцевых габбро и норитов.

Остров Невис (площадью 130 км²) расположен всего лишь в 4 км к юго-востоку от о. Сент-Кристофер и представляет собой кольцевой конус, возвышающийся до 985 м над уровнем моря. Несмотря на его небольшие размеры, здесь было выявлено семь вулканических центров [Hutton C. O., 1965], с которыми связаны три разновозрастные фазы вулканизма. По относительному возрасту вулканические породы, слагающие Невис, условно могут быть подразделены на три основных комплекса, характеризуемые ниже (от древних к более молодым). Возрастная оценка основывается на степени эродированности пород и характеру их взаимоотношений.

1. Базальный вулканический комплекс. В его состав включены реликты вулканических центров вблизи Уинди-Хилл, горы Лили (Харрикен-Хилл и Раунд-Хилл), Сэдл-Хилл, Рэд-Клифф (на юге Раунд-Хилл) и Кейдс-Пойнт, где эрозия уничтожила ранее образовавшиеся вулканогенно-обломочные толщи, обнажив остаточные центральные вулканические купола, часто массивные и трещиноватые.

Здесь развиты порфировидные гиперстен-авгитовые дациты с большим количеством тридимита, редким биотитом и переменным количеством стекла; гиалопилитовые двупироксеновые дациты с весьма распространенным тридимитом; стекловатые дациты, среди которых обычны микросферолитовые структуры; обильный, часто грубокристаллический горнблендит с редкими реликтами оливина.

2. Комплекс вулканитов купола Батлер. Расчлененные останцы центрального купола горы Батлер залегают на более древнем вулканическом основании и «протыкают» более молодые пирокластические образования вулкана Невис. По степени расчлененности и характеру контакта с базальным комплексом породы комплекса Батлер считаются промежуточными по возрасту. Они представлены полнокристаллическими, богатыми плевым шпатом дацитами с опацитом и тридимитом.

3. Комплекс вулканитов пика Невис. Пик Невис — самый молодой вулканический центр острова. Он представляет собой типичный стратовулкан, сложенный главным образом пирокластическими образованиями (туфами и агломератами), широко распространенными на острове. Строение пика Невис несколько осложняется тем, что он возник на реликтовых образованиях древнего вулкана с центром в районе горы Батлер. Эти более древние породы обнажаются из-под молодых вулканитов пика Невис в его южной и северо-восточной части. Для этого комплекса характерны резко порфировидные горнблендиты; слабостекловатые дациты с обильным тридимитом и кварцевыми ксенокристаллами; витрофировые горнблендиты и гиперстеновые дациты со слабо выраженной девитрификацией (вторичная раскристаллизация).

Заслуживает упоминания довольно обширный участок в районе пос. Белмонт, где в результате деятельности четвертичных фумаролл возникли алунит-опал-кристобалитовые ассоциации. На этом участке были установлены следующие минералы: алунит, натроалунит, галлуазит, ярозит, натроярозит, карфосидерит (разновидность ярозита), галит, кокимбит (сульфат железа), тамаругит (натроалюмосиликат), гипс и халькантит. Вблизи пос. Фарм (на юго-западе острова) и зал. Кейдс имеются действующие фумароллы.

Несмотря на общее сходство типов пород, связанных с различными вулканическими центрами, между ними имеются некоторые различия. К. О. Хаттон, детально изучавший петрологию пород о. Невис, обнаружил последовательность вулканитов, близкую ряду базальт—андезит—дацит—риолит Р. Дэли.

В результате элементных анализов вулканических пород о. Невис получены следующие основные данные: 1) отношения FeO/MgO относительно низки по сравнению с таковыми продуктов дифференциации толеитовой магмы; 2) содержание глинозема в породах высокое; 3) содержание K_2O сравнительно низкое.

Как показал Дж. Ф. Томблин [Tomblin J. F., 1968], такие соотношения характерны для вулканитов Малых Антильских островов.

Ангилья. О. Ангилья (площадью 70 км²) расположен в 100 км север-северо-восточнее островов Сент-Кристофер и Невис, от которых он резко отличается в геоморфологическом отношении. Особенности его геологического строения обусловлены положением во внешней вулканической дуге предмиоценового возраста. Это длинный, узкий, низменный остров, сложенный нижнемиоценовыми толщами, трансгрессивно перекрывающими эродированные вулканогенно-обломочные образования. Ввиду близости к островам Сен-Мартен и Сен-Бартельми, развитые на нем вулканические породы рассматривают в качестве возрастных аналогов вулканитов эоцен-олигоценовой формации Пуан-Бланш этих островов.

Сомбреро. Этот остров имеет площадь 5 км² при высоте 12 м над уровнем моря. Он расположен на изолированном, приподнятом участке банки Ангилья, в 20 км к северо-западу от о. Ангилья, и сложен нижнемиоценовыми известняками. Ранее остров ошибочно считался приподнятым атоллом. Он окружен широкой абразионной платформой, поэтому с моря очень напоминает широкополую мексиканскую шляпу, чему и обязан своим названием.

Л. К. Финк (мл.)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Baker, P. E., 1968. «Guide for the excursion to St. Kitts», Guidebook for 5th Caribbean Geol. Conf., St. Thomas, V. 1. 34 p.

Fink, L. K., Jr., 1970a. «Field guide to Nevis, Lesser Antilles», in: T. W, Donnelly, ed., International Field Institute Guidebook to the Caribbean Island Arc System. Washington, D. C.: Am. Geol. Inst., 11 p.

Fink, L. K., Jr., 1970 b. «Field guide to St. Kitts, Lesser Antilles», in: T. W. Donnelly, ed., International Field Institute Guidebook to the Caribbean Island Arc System. Washington, D. C.: Am. Geol. Inst., 13 p.

Hutton, C. O., 1965. «The mineralogy and petrology of Nevis, Leeward Islands, British West Indies», 4th Caribbean Geol. Conf., Trinidad, V. 1, 383—388.

Martin-Kaye, P. H. A., 1959. Reports of the geology of the Leeward and British Virgin Islands. Castries, St. Lucia: Voice Publ. Co., 129 p.

Tomblin, J. F., 1968. «Geochemistry and genesis of Lesser Antillean volcanic rocks», 5th Caribbean Geol. Conf., St. Thomas, V. 1. 153.

Westermann J. H., Kiel, H., 1961. «The geology of Saba and St. Estatius, with notes on the geology of St. Kitts, Nevis and Montserrat», Surinam Natur. Stud. Publ., 24, 175 p.

СЕНТ-ЛЮСИЯ

Остров Сент-Люсия входит в состав Малых Антильских островов; наиболее крупный из группы Подветренных островов *. Этот остров (координаты 13° 54′ с. ш. и 60° 59′ з. д.), один из наиболее живописных в Вест-Индии, расположен к югу от о. Мартиника и к северу от о. Сент-Винсент. Рельеф острова гористый, глубоко расчлененный; размеры его 43×22 км, площадь 603 км². С 22 февраля 1979 г. Сент-Люсия — независимое государство, входящее в Содружество, возглавляемое Великобританией.

На северо-западном побережье имеется глубокая бухта с портом Кастри. Высшая точка — гора Жими (951 м) — находится в западной части острова. Двуглавая гора Питонс ** воздымается до 800 м. Ее вершины Биг-Питон и Литтл-Питон представляют собой древние вулканические некки. Вблизи от одного из этих дацитовых некков (Литтл-Питон) имеется горячий серный источник Вентин.

Южная часть острова отличается мелкохолмистым рельефом и развитием широких аллювиальных конусов выноса. Эта часть побережья окаймляется коралловыми рифами. У. Дэвис [Davis W. M., 1926] описал дельтовые отложения в районе залива, образовавшегося в результате затопления морем устья речной долины. Он считает это убедительным доказательством недавней тектонической стабилизации региона и глубокого эрозионного расчленения острова в плейстоцене.

Вулканогенные породы, слагающие остров, датируются позднетретичным (миоценовым) возрастом. В составе вулканитов отмечаются главным образом андезиты и дациты; в подчиненном количестве встречаются базальтовые лавы. Для андезитов характерно необычайно высокое содержание щелочей.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Martin-Kaye, P. H. A., 1969. «A summary of the geology of the Lesser Antilles», Overseas Geol. Mineral. Res., 10 (2), 172—206.

Rea, W. J., 1970. «Andesites of the Lesser Antilles», Proc. Geol. Soc. Lond., (1662), 39—46.

Weyl, R., 1966. «Geologie der Antillen», Berlin: Gebr. Borntraeger, Region. Geol. der Erde, vol. 4. 410 p.

ТРИНИДАД И ТОБАГО

Тринидад и Тобаго — государство в Вест-Индии на островах Тринидад, Тобаго и прилежащих пяти небольших островках. Входит в состав Содружества, возглавляемого Великобританией.

Острова Тринидад и Тобаго, самые южные из группы Малых Антильских островов, расположены всего в 11 км к северо-востоку от берегов Венесуэлы. Общая площадь 5128 км². Между Тринидадом (площадь 4828 км²), расположенным ближе к материковому побережью, и Тобаго (площадь 300 км²) находится пролив шириной 30 км.

Остров Тринидад отделен от материка прол. Бокас-дель-Драгон, зал. Пария и прол. Бока-де-ла-Сьерпе. Вдоль северного и южного берегов остров пересекается двумя узкими широтными хребтами высотой до 1000 м, являющимися продолжением Береговой кордильеры Венесуэлы. Между этими хребтами расположено невысокое Центральное нагорье, переходящее к северу в плоскую низменность, а к югу — в холмистую равнину. В центральной части о. Тобаго протягивается хребет, сложенный древними вулканическими породами.

На островах Тринидад и Тобаго обнаружены залежи нефти, угля, лигнита, глин, известняков, гипса и железных руд. Добыча нефти в настоящее время снизилась, хотя недавно на акватории, в прибрежной зоне, были обнаружены новые залежи углеводородов. Знаменитое оз. Пич-Лейк площадью 46,2 га содержит одно из крупнейших в мире скоплений природного асфальта. Нефтяные и газовые месторождения приурочены к южной трети острова. Морские залежи выявлены к юго-востоку от острова и приурочены к обломочным породам миоценового возраста.

Геологическая история Тринидада может быть подразделена на два различных периода: 1) высокодинамичный меловой и более поздний осадочный мегацикл и 2) предмеловой цикл интенсивного орогенеза, с которым было связано формирование метаморфических пород Северного хребта и их надвигание на юг. Меловые отложения претерпели складчатость северо-восточного простирания; на этом неровном и неустойчивом основании отложились толщи третичного возраста. В процессе седиментации продолжалось складкообразование вдоль широтных осей; в результате возникло пять антиклинальных зон. Последующая более молодая складчатость способствовала формированию водонефте- и газоносных залежей. При этом образовались сложные диапировые структуры, включая грязевые вулканы; некоторые из них имеют значительные размеры и до сих пор активны. Остров до настоящего времени сейсмичен, что связано с продолжающимися подвижками по сбросам.

Древнейшие породы, известные под общим названием карибской серии, представлены осадочно-метаморфическими образованиями, слюдистыми сланцами, кристаллическими известняками, кварцитами и т. д. Ф. Л. Спэт определил в них титонские аммониты. На юге и в Центральном нагорье глины Куче и мергели Маридале с аммонитами и рудистами раннемелового возраста перекрываются алевролитами и глинами с богатой фауной фораминифер, моллюсков и кораллов позднего мела. В этих отложениях обнаружены оползневые глыбы и хаотические нагромождения пород.

Эоцен представлен формацией Пуант-а-Пьер; это мощная толща глинистых отложений с фауной, представленных фациями дикого флиша. Выше залегают мощные олигоценовые алевролиты и глины, переходящие вверх по разрезу в нижнемиоценовые глобигериновые мергели, известняки, галечные глины и песчаники формаций Санта-Крус, достигающей местами мощности 1000 м. Прогрессирующая складчатость в среднем и позднем миоцене привела к формированию многочисленных, частично разобщенных прогибов. Стратиграфическая последовательность разреза на суше и на акваториях замаскирована в результате тектонических подвижек и гравитационных оползаний.

В разрезе верхнего миоцена встречены знаменитые нефтеносные песчаники Ла-Бреа. Миоценовые, плиоценовые и четвертичные образования представлены отложениями приподнятых пляжей; описана мелкая плейстоценовая флора.

Остров Тобаго возвышается над продолжением того же континентального шельфа Южной Америки, который окай-

---

* Остров Сент-Люсия относится к Наветренным островам (см. примечание к статье «Подветренные острова»). — *Прим. пер.*

** «Питоны» — конусы, конусообразные выступы; так принято обозначать крутосклонные вулканические купола Вест-Индии (см. также статью «Мартиника»). — *Прим. пер.*

мляет о. Тринидад. Горный хребет о. Тобаго образует восточное окончание Береговой кордильеры Венесуэлы. Ядро этого хребта, подобно Северному хребту Тринидада, сложено осадочно-метаморфическими отложениями и изверженными породами основного состава. На юго-западе острова эти образования перекрываются полого залегающими платформенными породами с богатой миоценовой фауной (особенно баланусами). Они в свою очередь перекрыты плейстоценовыми коралловыми известняками, местами залегающими на высоте 35 м над уровнем моря.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barr, K. W., Saunders, J. B., 1968. «An outline of the geology of Trinidad», Trans. 4th Caribbean Geol. Conf., 1—10.

Kugler, H. G., 1956. «Trinidad», Handbook of South American Geology (Mem. 65). New York: Geol. Soc. Am., 351—365.

Kugler, H. G., 1959. Geological Map and Cross-sections of Trinidad. Zürich: O. Füssli; London: E. Stanford, 1 : 100 000.

Maxwell, J. C., 1948. «Geology of Tobago, B. W. I.», Bull. Geol. Soc. Am., 59 (8), 801—854.

Potter, H. C., 1973. «The overturned anticline of the Northern Range of Trinidad near Port-of-Spain», J. Geol. Soc. Lond., 129 (2), 133—138.

Tomblin, J. F., ed., 1970. «Field guides to the geology of Trinidad», Intern. Field Inst. Guidebook. Washington, D. C.: A. G. I., 18 p.

Wilson, C. C., 1958. «The Los Bayos Fault and its relation to Trinidad's oilfield structures», J. Inst. Petrol., 44, 124—236.

ОКЕАНИЯ

Океания — довольно неопределенное понятие, под которым обычно подразумевается огромное скопление островов «южных морей»; количество их достигает, по-видимому, 20 000. Иногда Океанию объединяют с Австралазией, однако этого делать не следует. Как правило, Океанией называют территорию Тихого океана, населенную в основном микронезийцами на северо-западе, полинезийцами — в северо-восточной, центральной и южной частях океана и меланезийцами — в его юго-западной части *.

Антропологические границы Тихого океана не совпадают с его геологическими границами. Приуроченная к юго-западной части Океании Меланезия располагается с австралазийской стороны так называемой андезитовой линии, проходящей вдоль внешней части дуги Соломоновых островов, Меланезийского краевого плато, архипелагов Фиджи, Тонга и далее по направлению к Новой Зеландии. Кроме того, обитатели о. Тонга, входящего в состав Меланезии, а также новозеландские маори отнесены к полинезийской этнической группе. Собственно в пределах «южных морей» расположено большинство островов Микронезии и окраинные островные группы Полинезии (острова Гавайские, Самоа, Кука и Таити).

Геологический очерк

В геологическом отношении большинство островов Океании приурочено к впадине Тихого океана и расположено к западу от андезитовой линии, выделенной П. Маршаллом [Marshall P., 1913]. Острова Океании либо являются целиком вулканическими, либо увенчиваются коралловыми постройками ** [Schmidt R. G., 1957].

Островные дуги и материковые острова широко развиты в западной периферической части Тихого океана, вследствие чего она оказывается отделенной от ряда окраинных морей — Берингова, Японского, Филиппинского, Тасманова, Кораллового и других, а также от Австралии и Азии. Западная граница впадины Тихого океана в геологическом отношении фиксируется высокосейсмичным поясом, образованным глубоководными желобами, островными дугами, цепочками активных вулканов и т. д.

Это высокосейсмическое обрамление впадины Тихого океана получило название «Тихоокеанского огненного кольца» и представляет собой прерывистую зону активного поддвигания океанической коры под Азиатскую и Австралийскую плиты (со скоростью более 10 см в год). Это сопровождается мелко-, средне- и глубокофокусными землетрясениями, причем гипоцентры последних достигают глубины 700 км.

Изверженные породы, развитые в этой зоне, относятся к тихоокеанской известково-щелочной серии и имеют преимущественно андезитовый состав. Продукты вулканов, расположенных в пределах центральной части впадины Тихого океана, относятся главным образом к атлантическому, или океаническому, типу, характеризуются щелочным, существенно базальтовым составом и непосредственно связаны с верхней мантией. В некоторых наиболее зрелых группах вулканов отмечается также развитие андезитов. Поэтому граница между областями распространения двух типов пород — базальтов атлантической серии и преимущественно андезитов тихоокеанской серии — получила название андезитовой линии. Поскольку этот термин, введенный П. Маршаллом, по мнению многих исследователей, представляется неоднозначным, было предложено изменить название упомянутой выше границы на другое, например на «линию Маршалла» [Macpherson E. O., 1946].

В то время как тектоническая структура дна Тихого океана, по крайней мере в течение фанерозоя, оставалась в целом более или менее стабильной, при сохранении ею эластичности, само океаническое ложе испытывало периодическое разрастание и подвергалось соответствующим дислокациям. На основании изучения спрединга морского дна установлено, что наиболее древняя кора в пределах впадины Тихого океана имеет раннемезозойский возраст (в районе Марианских островов). Однако в отличие от других океанических бассейнов в этот период Тихий океан уже существовал; поэтому Г. Штилле с полным основанием мог назвать его пра-океаном. Представление Дж. Грегори о существовании в геологическом прошлом тихоокеанских «континентальных массивов» [Gregory J. W., 1930] было впоследствии отвергнуто.

Короче говоря, на основании современных палеомагнитных данных и изучения разрастания морского дна можно прийти к заключению, что со среднемелового эпохи кора центральной части впадины Тихого океана переместилась по направлению к северу приблизительно на 30 дуговых градусов [Winterer E. L., 1973]. Вскоре после формирования Срединно-Тихоокеанских гор многие мезозойские вулканы были абрадированы, что привело к образованию гайотов, явившихся вулканическими основаниями для атоллов. Постепенное погружение последних, согласно гипотезе Чарлза Дарвина, в настоящее время можно объяснить общим повышением уровня Мирового океана. Этот процесс сопровождался вековыми смещениями части океанической коры, располагавшейся в пределах южного полушария, по направлению к экватору [Fairbridge R. W., 1961]. Повышение уровня Мирового океана в этой области обусловило нарастание атоллообразующих коралловых

---

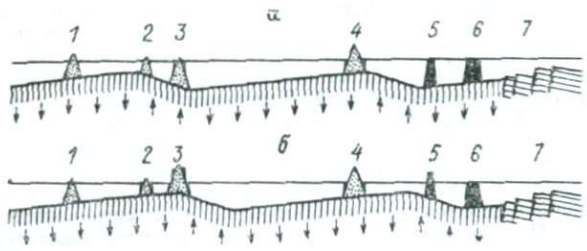
* Океания — крупнейшее в мире скопление островов в западной и центральной частях Тихого океана с общей площадью островной суши 1,26 млн. км². Острова лежат между 28° 25′ с. ш. и 52° 30′ ю. ш.; бóльшая часть их сгруппирована в архипелаги субмеридионального простирания. При подразделении суши на части света Океанию, по инициативе немецких географов, обычно объединяли с Австралией; это неверно, так как большинство островов Океании по происхождению являются истинно океаническими. Исторически сложилось деление Океании на четыре географические страны: Меланезию (самые западные и наиболее крупные острова Океании), Микронезию (мелкие острова к северу от Меланезии), Полинезию (все остальные острова) и Новую Зеландию. Выделение этих стран [В. В. Невский, О. А. Нильсон, 1965 г.] основано не только на региональных ландшафтных, но и на этнических различиях населяющих Океанию народов. — *Прим. пер.*

** По геологическому строению острова Океании делятся на две группы — материковые и океанические. В свою очередь материковые острова разделяются на платформенные, лежащие в пределах подводных окраин материковых платформ различного возраста, и геосинклинальные, представляющие собой вершины антиклинальных подводных горных хребтов неогеновых и четвертичных геосинклиналей. Океанические острова по своему строению делятся на вулканические и коралловые. Вулканические представляют собой поднимающиеся над уровнем океана вершины вулканов, которые покоятся своим основанием на ложе океана или его поднятиях. Коралловые острова образованы коралловыми рифами, построенными на вершинах вулканов [Г. Б. Удинцев, 1972 г.]. — *Прим. пер.*

Максимальные возрасты вулканических оснований островных групп Океании по данным палеомагнитных исследований дна Тихого океана

Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Названия островов
Юра	190—135	Марианские, Уэйк
Ранний мел	135—110	Маршалловы, Феникс, Лайн, Гилберта и Эллис
Средний — поздний * мел	110—65	Науру, Самоа, Ниуэ, Кука, Общества, Тубуаи, Туамоту
Палеоцен	65—53	Маркизские
Эоцен	53—37	Хуан-Фернандес
Олигоцен	37—23	Гамбье, Питкэрн
Миоцен	23—5	Клиппертон, Ревильо-Хихедо, Галапагос
Плиоцен	5—2	О. Пасхи

* У американских геологов принято трехчленное деление меловой системы. — *Прим. пер.*



Схематические (внемасштабные) разрезы островов Туамоту, Общества и Тубуаи, иллюстрирующие вертикальные колебательные движения этого участка океанической коры (*а* — ранние фазы, *б* — поздние фазы).

Вулканические острова показаны крапом, коралловые рифы — черным цветом; *1—6* — острова: *1* — Маротири (островная цепь Рапа), *2* — Риматара (островная цепь Мария), *3* — Руруту, *4* — Ганти, *5* — Макатеа, *6* — Рангироа; *7* — жесткий блок (нарушен сбросами).

рифов, в то время как в северной части Тихого океана более древние (меловые) рифы постепенно мигрировали в районы более высоких широт с преобладанием относительно холодных вод. Ввиду этого в настоящее время здесь сохранились лишь атоллы, иногда увенчанные останцами древних рифов.

Важная геотектоническая особенность впадины Тихого океана, существенно отличающая ее от других океанических бассейнов, заключается в том, что в структуре ее центральной части (к которой, собственно, и приурочена Океания) полностью отсутствуют элементы древней континентальной коры * (примерами таких реликтовых образований могут служить «микроконтиненты» Сейшельских островов в Индийском океане). В отличие от них острова Океании имеют почти исключительно вулканическое происхождение и образованы в результате излияний магмы из-под молодой океанической коры.

Исходя из концепции постепенного разрастания дна Тихого океана представляется очевидным, что ни один остров не может иметь более древний возраст, чем подстилающая его океаническая кора. Список максимальных возрастов вулканических оснований островов приведен в таблице. В то время как на многих вулканических островах обнаружены породы, возраст которых составляет несколько миллионов лет, многие атоллы (по данным изучения только рифового материала) датируются не древнее 6000 лет. Это соответствует приблизительно времени установления современного уровня Мирового океана после прекращения его значительных понижений, имевших место в течение последнего ледникового периода.

Автором было высказано предположение о том, что около 6000 лет назад средний уровень Мирового океана превышал на 3 м современный и что в течение указанного времени происходили колебания со значительными промежуточными положениями этого уровня (приблизительно 1,5 и 0,5 м выше современного, около 2500 и 1000 лет назад соответственно) [Fairbridge R. W., 1961]. Такие стояния уровня Мирового океана чередовались с его относительными понижениями на 3—4 м. Этот вопрос все еще остается дискуссионным, хотя многочисленные определения абсолютного возраста пород по радиоуглеродному методу подтверждают, по всей вероятности, правильность приведенной выше гипотезы.

Дно Тихого океана имеет сложное тектоническое строение. Здесь выделяются системы разрывных нарушений двух основных направлений. К первой относятся субширотные зоны разломов, имеющие на севере региона восток-северо-восточное, в южной его части запад-северо-западное простирание. Вторая система характеризуется общим северо-западным простиранием; с ней связан ряд хребтов, разделяющихся депрессиями. В результате современных исследований установлено, что субширотные зоны нарушений представляют собой трансформные разломы, а хребты образуют растущие вулканические пояса.

Вертикальные движения привели к тому, что древнейшие участки океанической коры соответствуют наиболее глубоководным областям впадины Тихого океана, в то время как самые молодые и активно разрастающиеся ее зоны — гребни хребтов — являются наиболее мелководными частями ложа океана. Наряду с этими основными направлениями развития океанического дна установлено также присутствие более мелких колебаний, в результате которых возникла своеобразная «волновая рябь» поверхности океанического ложа (рисунок).

При изучении приподнятых или погруженных коралловых рифов выяснилось, что некоторые океанические хребты в настоящее время воздымаются, а другие — опускаются. Ранее, в соответствии с гипотезой Г. Менарда, считалось, что это опускание приурочено к определенному участку западной окраины Тихого океана — так называемому «поднятию Дарвина». В действительности же этот процесс проявляется на значительно более обширной территории и чередуется с поднятиями, что было установлено Ч. Дарвином более ста лет назад. Л. Чабб [Chubb L. J., 1957] доказал периодичность смены направлений колебательных движений дна Тихого океана.

Биогеография Океании

На протяжении многих лет изучение Океании представляло значительные трудности для биогеографов. Необходимо было выяснить вопрос о формировании наземных популяций (как фаунистических, так и флористических) в пределах многочисленных островов, разбросанных на огромных пространствах Тихого океана.

В течение длительного времени существовала биогеографическая гипотеза о наличии древнего «Тихоокеанского континента». Дж. Грегори [Gregory J., 1930] опубликовал весьма оригинальные палеогеографические карты, иллюстрирующие различные стадии геологической истории Земли. На этих картах были показаны узкие гео-

* Р. Фейрбридж, вероятно, имеет здесь в виду область развития океанических островов; распространять характеристику строения этой части Океании на всю ее территорию, по-видимому, неправомерно. — *Прим. пер.*

синклинальные пояса, пересекающие дно Тихого океана, бо́льшая часть которого, согласно представлениям автора, имеет континентальное происхождение.

По мнению большинства исследователей, такие «реконструкции» являются фантастическими, совершенно не согласующимися с геофизическими данными о строении земной коры. Очевидно, что при изучении истории геологического развития тихоокеанских островов нет необходимости прибегать к столь рискованным утверждениям. Вполне достаточно учитывать особенности и масштабы пространственного распределения организмов в течение длительных периодов геологического времени за счет «обычных случайностей», т. е. под воздействием таких факторов, как ветры, волны и течения.

Наиболее удачной следует считать гипотезу «миграционных островов» *, впервые выдвинутую А. Уоллесом [Wallace R. E,. 1881] и впоследствии развитую Г. Леддом [Ladd H. S., 1960], а также Г. Менардом и Э. Гамильтоном [Menard H. W., Hamilton E. L., 1963]. Учитывая широкое развитие вулканических подводных гор, можно предположить, что рассматриваемый регион в позднем мелу представлял собой гигантский архипелаг. Кроме того, многие спорные вопросы относятся к биогеографическим особенностям окраинных областей Океании, т. е. Меланезийского бордерленда. Совершенно очевидно, что в пределах таких квазикратонных поясов время от времени возникали настоящие «континентальные мосты», либо «связующие перешейки».

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Andel, T. H. van, Bukry, D., 1973. «Basement ages and basement depths in the eastern equatorial Pacific from deep sea drilling project legs 5, 8, 9, and 16», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2361—2370.

Bender, M. L., 1973. «Helium-uranium dating of corals», Geochim Cosmochim. Acta, 37, 1229—1247.

Chubb, L. J., 1957. «The pattern of some Pacific Islands chains», Geol. Mag., 94 (3), 221—228. [Discussion, Ibid., 1961, 98 (2), 170—171; 1962, 99 (4), 279—283].

Clague, D. A., Jarrard, R. D., 1973. «Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor Chain», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1135—1154.

Coleman, P. J., ed., 1973. The Western Pacific, Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry. Nedlands: Univ. of West Aust. Press, 676 p.

Cotton, C. A., 1969. «The pedestals of oceanic volcanic islands», Bull. Geol. Soc. Am., 80, 749—760.

Fairbridge, R. W., 1961. «Eustatic changes in sea level», Physics and Chemistry of the Earth, vol. 4. New York: Pergamon, 99—185.

Gregory, J. W., 1930. «The geological history of the Pacific Ocean», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 86, 72—136.

Guilcher, A., 1970. «Les variations relatives du niveau de la mer au Quaternaire en Melanesie et en Polynesie», Quaternaire, 12, 137—143.

Karig, D. E., 1974. «Evolution of arc systems in the western Pacific», in: F. A. Donath, ed., Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 2. Palo Alto: Annual Reviews, Inc., 478 p.

Ladd, H. S., 1960. «Origin of the Pacific Island molluscan Fauna», Am. J. Sci., Bradley Vol., 258-A, 137—150.

Ladd, H. S., et al., 1970. «Deep drilling on Midway Atoll», U. S. Geol. Prof. Pap., 680-A.

Macpherson, E. O., 1946. «Cretaceous and Tertiary diastrophism in New Zealand», N. Z. Rept. Sci. Ind. Res. Geol., Mem. 6.

Marshall, P., 1916. «Oceania», Handbuch Reg. Geol., 7 (9), 36 p.

Menard, H. W., 1964. Marine Geology of the Pacific. New York: McGraw-Hill, 271 p.

Menard, H. W., 1973. «Depth anomalies and the bobbing motion of drifing islands», J. Geophys. Res., 73 (23), 5128—5137.

Menard, H. W., Hamilton, E. L., 1963. «Paleogeography of the tropical Pacific», in: J. L. Gressitt, ed., Pacific Basin Biogeography, Pacific Science Congress, 10th, Honolulu, p. 193—218.

Schmidt, R. G., 1957. «Petrology of the volcanic rocks; Geology of Saipan, Mariana Islands, pt. 2», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 280-B, 127—176.

Sclater, J. G., Detrick, R., 1973. «Elevation of midocean ridges and the basement age of JOIDES deep sea drilling sites», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1547—1554.

Wallace, A. R., 1881. Island Life. New York: Harper Bros.

Wintere, E. L., 1973. «Sedimentary facies and plate tectonics of equatorial Pacific», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 57 (2), 265—282.

МЕЛАНЕЗИЯ

БИСМАРКА АРХИПЕЛАГ

Под этим названием объединяются несколько крупных островов и островных групп, лежащих к северо-востоку от Новой Гвинеи и расположенных между координатами 1—7° ю. ш. и 146—153° в. д. В административном отношении — это часть территории Папуа—Новой Гвинеи.

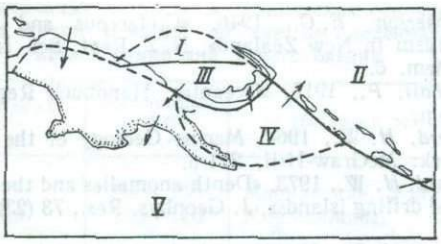
Главные острова архипелага — Новая Британия, Новая Ирландия, Лавонгай (Новый Ганновер). Архипелаг включает островные группы Сент-Маттайас (с наиболее крупным о. Муссау) и Адмиралтейства (с главным о. Манус). К рассматриваемому архипелагу относятся также расположенные западнее, на значительном расстоянии от него, острова Хермит, Нииго и Вувулу. Кроме того, в состав архипелага Бисмарка входит небольшая островная цепь, протягивающаяся вдоль северо-восточного побережья Новой Гвинеи с востока на запад, это вулканические острова Умбои, Лонг-Айленд, Каркар, Бамус, Манам, Блупблуп (Гарно) и др. На о. Лонг-Айленд находится своеобразное кратерное «кипящее» озеро.

Архипелаг Бисмарка обрамляет Новогвинейское море, образуя крупную кольцевую морфоструктуру. Все острова расположены на вулканических основаниях. Выделяются два главных структурных элемента: а) южная островная дуга, являющаяся частью Новогвинейской дуги [Tompson J. B., Fisher N. H., 1965], и б) северная островная (Новоирландская) дуга — западное продолжение дуги Соломоновых островов. Южная дуга включает о. Новая Британия (за исключением п-ова Газель, который в структурном отношении — часть Новоирландской дуги), и цепь вулканических островов у северо-восточного побережья Новой Гвинеи.

Новая Британия обладает всеми главными особенностями островной дуги: характеризуется дугообразной формой; обращена выпуклой стороной к океанической впадине — Новогебридскому желобу, глубина которого достигает 7880 м; имеет хорошо выраженную зону Беньофа, круто погружающуюся к северу на глубину более 500 км [Denham D., 1969]; наконец, вдоль нее протягивается цепь активных вулканов, приуроченная к северному побережью острова. Новоирландская дуга выражена менее отчетливо: она не связана с подводным желобом и не сопровождается активными вулканами. В то же

---

* Острова, используемые теми или иными видами организмов при их миграции из одного региона в другой. — *Прим. пер.*



Относительные перемещения плит в регионе Новая Гвинея — архипелаг Бисмарка, по Т. Джонсону и П. Мольнару [Johnson T., Molnar P., 1972].

I—V — плиты: I — Северная плита Бисмарка, II — Тихоокеанская, III — Южная плита Бисмарка, IV — Соломонова, V — Австралийская.

время в ее пределах обнаружены выходы пород, являющиеся продуктами четвертичного вулканизма и прослеживающиеся параллельно северной береговой линии Новой Ирландии. Кроме того, здесь выявлена сейсмическая зона, погружающаяся к северу. В результате анализа векторов напряжений при землетрясениях установлено присутствие в этом районе трех второстепенных плит, расположенных между Тихоокеанской и Австралийской литосферными плитами [Johnson T., Molnar P., 1972]: *Северная и Южная плиты Бисмарка и Соломонова плита.* На рисунке стрелками показаны относительные перемещения этих плит (двойные стрелки — направление сдвиговых деформаций, обычные стрелки — направление подвигания плит; штриховой стрелкой показано направление растяжения).

Новая Британия (Биарара) представляет собой удлиненный остров серповидной формы, протяженностью около 500 км при ширине 45—80 км. Он характеризуется влажным тропическим климатом с максимальным выпадением осадков с декабря по март на северном побережье и с мая по август — на южном.

Ядро о. Новая Британия сложено эоценовыми вулканитами, представленными преимущественно лавами от основного до кислого состава и пирокластолитами, а также ассоциированными с ними интрузиями. Породы вулканического основания, слагающие центральную и южную части острова, перекрываются вулканитами и известняками миоцена.

Современный рельеф представляет собой чередование «хребтов и впадин» и выражен крутыми, узкими горными грядами, разделенными V-образными долинами. Этот рельеф сформировался под воздействием процессов новейшей глыбовой тектоники и в результате поднятия территории, сопровождавшегося активной глубинной эрозией. *В областях распространения известняков развит* карстовый рельеф. Наиболее значительное поднятие произошло вдоль южного побережья острова, где ныне отмечается множество поднятых рифов. Рифовые постройки формируются в настоящее время вдоль большей части береговой линии.

Проявления четвертичного и современного вулканизма *приурочены к сравнительно узкой полосе, вытянутой* вдоль центральной части северного побережья, а также к восточной (Рабаул) и к западной (м. Глочестер) оконечностям острова. Вулканическая дуга, однако, продолжается на запад в виде цепи островов у северных берегов Новой Гвинеи. Вулканические постройки в основном представляют собой стратовулканы центрального типа [Fisher N. H., 1957], *образованные лавовыми потоками* и пирокластическим материалом. Некоторые конусы осложнены кальдерами. Вулканы Тавурвур, Вулкан, Улавун, Лалобао, Раго (Новая Британия), Манам и Лонг-Айленд действовали в текущем столетии.

Во время извержений двух посткальдерных вулканов Тавурвур и Вулкан вблизи Рабаула в 1937 г. погибло более 500 человек. Меридиональный хр. Таласеа, имеющий причудливые очертания и переходящий в горы п-ова Виллаумес (где расположено большое кальдерное озеро), представляет собой цепь потухших вулканов. По-видимому, этот хребет приурочен к крупной зоне разломов, ориентированной под прямым углом к общему простиранию о. Новая Британия. Приблизительно в 50 км от хр. Таласеа в прибрежной зоне отмечается скопление коралловых островков и рифов, покоящихся, по всей вероятности, на вулканическом основании; это островная группа Виту, включающая «классический» атолл Унеа.

Остров Новая Ирландия (Томбара) расположен к северу *от Новой Британии;* это узкий, вытянутый в северо-западном направлении остров, на котором имеется ряд небольших дайкообразных некков. Подобно Новой Британии, ядро острова сложено относительно древними вулканическими породами олигоцена, представленными преимущественно андезитовыми пирокластолитами и связанными с ними интрузиями. Перекрывающие отложения включают вулканогенно-осадочные породы и известняки; в области развития последних (западная часть острова) развит тропический карст. Юго-восточная часть острова характеризуется рельефом «хребтов и впадин», в то время как на большей части поверхности северо-запада острова отмечается конический карст.

Современная асимметричная форма острова обусловлена *приуроченностью водораздела к его южной части,* что связано с тектоническим наклоном территории в северо-восточном направлении; при этом наиболее быстрое воздымание испытала южная часть острова. Это можно хорошо проследить на примерах карстовых плато, наклоненных на северо-восток под углом 5—10°. Вдоль северного побережья развиты поднятые рифовые террасы значительной протяженности, а берега окаймляются современными коралловыми рифами.

Остров Лавонгай (Новый Ганновер) также вулканического происхождения, однако под воздействием интенсивной эрозии бо́льшая часть вулканических построек здесь разрушена. Рельеф острова пересеченный; в южной его части воздымаются невысокие горы, которые к северу постепенно сменяются холмами, переходящими в обширную аллювиальную равнину, где отмечаются расчлененные реками конусы выноса. Поднятые коралловые рифы, как правило, примыкают к берегу; развит также барьерный риф. В структурном отношении остров расположен на продолжении Новоирландской островной дуги.

Параллельно общему простиранию островов Новая Ирландия и Новый Ганновер, в 20—40 км северо-восточнее, протягивается цепочка небольших вулканических островов — Фени, Танга, Лихир, Тагар и других, окруженных скоплением мелких коралловых островков, скал и рифов. *На островах Лихир и Фени имеются поля активных* сольфатар. К юго-востоку эта островная цепь по простиранию сменяется Соломоновыми островами; к северо-западу она переходит в вулканические острова Сент-Маттайас.

Северо-западная часть архипелага Бисмарка включает острова Адмиралтейства с главным о. Манус (Таун) и *многочисленными небольшими островками. Остров Манус* в целом характеризуется плоским рельефом, хотя центральная часть его заметно расчленена. Основание острова сложено вулканогенными породами эоцена, перекрытыми миоценовыми известняками и другими осадочными породами. В западной части острова развиты базальтовые и дацитовые лавы и туфы. Восточное и западное его побережья представляют собой в основном приподнятые коралловые террасы. Почти со всех сторон остров окаймляется сложной системой барьерных рифов.

Другие острова группы Адмиралтейства вулканического происхождения; они сопровождаются коралловыми

островками, скальными выступами и песчаными отмелями. На островах Лау и Балуаи хорошо выражены вулканоструктуры, а к югу от о. Лау расположен подводный действующий вулкан Тулуман.

Приблизительно в 90 км к запад-северо-западу находятся острова Хермит с коралловыми островками и песчаными отмелями, слагающими рифовое обрамление «почти атолла». Еще западнее расположена островная группа Ниниго, состоящая из семи довольно крупных (до 30 км в поперечнике) атоллов.

Э. Лёффлер,
Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Denham, D., 1969. «Distribution of earthquakes in the New Guinea—Solomon Island region», J. Geophys. Res., 74, 4290—4299.

Fisher, N. H., 1957. «Melanesia», Catalogue of Active Volcanoes of the World including Solfataric Fields. Naples: Intern. Volcanol. Assoc., pt. 5, 105 p.

Johnson, T., Molnar, P., 1972. «Focal mechanisms and plate tectonics of the Southwest Pacific», J. Geophys. Res., 77 (26), 5000—5032.

Ollier, C. D., Bain, J. H. C., 1972. «Geology of Papua New Guinea», Encyclopedia of Papua New Guinea. Melbourne: Melbourne Univ. Press.

Thompson, J. E., Fisher, N. H., 1965. «Mineral deposits of New Guinea and Papua and their tectonic setting», Proc. 8th Commonwealth Mining Met. Congr. Austral., New Zealand, 6, 115—148.

КЕРМАДЕК ОСТРОВА

Они образуют часть островной цепи Тонга—Кермадек, состоящей из отдельных, разобщенных друг от друга скоплений поднятых и погруженных вулканов. Острова Кермадек протягиваются от архипелага Тонга в юго-западном направлении к Новой Зеландии, увенчивая островодужный хребет, ограничивающий северо-западный склон желоба Тонга—Кермадек.

Самый большой остров этой группы — Рауль (Санди), расположенный приблизительно в 1100 км к северо-востоку от Окленда (Новая Зеландия), — был открыт д'Эстрекасто в 1793 г. Остров (до 8 км в поперечнике) характеризуется сильно расчлененным рельефом. Горы, высота которых превышает 500 м над уровнем моря, окружают центральную кальдеру, диаметр которой достигает 1,6 км. Наличие прибрежных островков, отмелей и крутых клифов, окаймляющих остров, свидетельствует о том, что он представляет собой останец вершины древнего, крупного, сложно построенного вулканического конуса.

Современная вулканическая деятельность проявлялась ограниченно, однако отмечались многочисленные извержения — как из кальдеры основного вулкана, так и подводные (в зал. Дэнхем) — за последние 200 лет, особенно в 1847, 1853 и 1872 гг. В эти годы имел место выброс в районе Грин-Лейк, а в зал. Дэнхем образовался вулканический остров — отмель Волверин. Последнее извержение 1964 г. [Healy J. e. a., 1965] было в основном фреатическим и произошло из ряда мелких кратеров, возникших на дне кальдеры.

Остров Рауль, по существу, представляет собой стратовулкан — сложную вулканическую постройку, образовавшуюся вследствие извержений из многочисленных жерл. Породы, слагающие этот остров, характерны для толеитовой серии и изменяются по составу от оливиновых базальтов до базальтовых андезитов и дацитов; типичные андезиты отсутствуют [Brothers R. H., Searle E. J., 1970]. Все породы, за исключением большинства основных, богатых оливином и представленных в наиболее древних вулканогенных формациях, характеризуются обычным содержанием кварца. В большинстве базальтовых андезитов в изобилии присутствуют пижонит и гиперстен. Почти вся территория острова с поверхности покрыта пемзовой брекчией, которая также распространена на обширной веерообразной террасе у северного побережья острова. Такое изобилие пемзовых покровов связано, как правило, с взрывными извержениями, сопутствовавшими формированию кальдеры. Поверхностные и локальные скопления вулканического пепла и вулканической грязи на внутренних стенках и по краям кальдеры свидетельствуют о том, что последние стадии были преимущественно фреатическими.

На о. Рауль обнаружены две разновидности валунов изверженных пород. Первая — это валуны полнокристаллических пород, в том числе габбро, диоритов и кварцевых диоритов. Вторая представлена глыбами, состоящими из обломков полнокристаллической фазы габброидного состава (оливин, пироксен, известковый плагиоклаз), сцементированных вулканическим стеклом, составляющим иногда не более 5% от общего объема породы. Эти глыбы настолько хрупки, что обычно рассыпаются от удара молотком.

Второй по размеру остров данной группы — Маколи — расположен в 108 км к юго-западу от о. Рауль [Brothers R. H., Martin K. R., 1970]. Он сильно разрушен волновой абразией, в результате воздействия которой от него ныне сохранился останец не более 2 км в поперечнике. На северо-западном побережье острова имеется небольшой кратер, где наслоения лавовых потоков и туфов падают в сторону океана. Породы острова представлены базальтами (с высоким содержанием глинозема), риолитовыми туфами и пемзами, а также разрозненными глыбами базальтов, подобных изученным на о. Рауль.

В пределах подводного хребта, расположенного на середине расстояния между островами Кермадек и Новой Зеландией, обнаружена группа подводных вулканов, наиболее активным из которых является Рамбл-III [Kibblewhite A. C., 1966], находящийся приблизительно в 250 км к восток-северо-востоку от Окленда. Он поднимается из глубин океана, от подножия, расположенного на отметке —2000 м, возвышаясь над уровнем океана до 120 м. Р. Браэерс [Brothers, 1967] установил здесь присутствие базальтовых андезитов и опубликовал первые данные о петрохимическом родстве пород всей островной дуги [Brothers R. H., 1970].

Э. Дж. Сирл

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Brothers, R. N., 1967. «Andesite from Rumble III volcano, Kermadec-Tonga ridge, Southwest Pacific», Bull. Volcanol., 31, 17—19.

Brothers, R. N., 1970. «Petrochemical affinites of volcanic rocks from the Tonga-Kermadec island arc, Southwest Pacific», Bull. Volcanol., 34, 308—329.

Brothers, R. N., Martin, K. R., 1970. «The geology of Macauley Island, Kermadec Group, Southwest Pacific», Bull. Volcanol., 34, 330—346.

Brothers, R. N., Searle, E. J., 1970. «The geology of Raoul Island, Kermadec Group, Southwest Pacific», Bull. Volcanol., 34, 7—34.

Healy, J., Lloyd, E. F., Banwell, C. J., Adams, R. D., 1965. «Volcanic eqution on Raoul Island, November, 1964», Nature, 205, 743—745.

Kibblewhite, A. C., 1966. «The acoustic detection on location of an underwater volcano», N. Z. J. Sci., 9, 178—199.

Thomson, J. A., 1926. «Volcanors of the New Zealand—Tonga volcanic zone», N. Z. J. Sci. Tech., *8*, 345—371.

Wanoa, R. J., Lewis, K. B., 1972. «Gazetter of seafloor features in the New Zealand region», N. Z. Oceanogr. Inst., 1 (**5**), 67—106.

Wright, A. C. S., Metson, A. J., 1959. «Soils of Raoul (Sunday) Island Kermadec Group», N. Z. Soil Bur. Bull., 10, 49 p.

ЛУАЙОТЕ ОСТРОВА

Группа островов в Меланезии, протягивающаяся в общем северо-западном направлении между 22° 20′ — 22° 38′ ю. ш. и 165—169° в. д. Расположены в 100 км от Новой Каледонии; владение Франции. Острова приурочены к подводному хребту северо-западного простирания, который продолжается на восток параллельно Новокаледонскому хребту; от последнего их отделяет линейная депрессия глубиной более 2000 м. С другой стороны он ограничен гораздо более глубокой впадиной — Новогебридским желобом, глубина которого достигает 660 м.

Все острова Луайоте представляют собой позднетретичные коралловые рифы и древние атоллы, построенные на вулканических основаниях. Ниже приводится описание наиболее значительных из них (с юго-востока на северо-запад).

Остров Уолпол. Представляет собой поднятый коралловый риф, местами достигающий высоты 5 м над уровнем моря. Имеются небольшие залежи фосфатов, образовавшихся за счет гуано. Приблизительно на середине расстояния до о. Маре находится небольшой островной риф Дюран.

Остров Маре. Это поднятый атолл, наклоненный в процессе подъема, в результате чего его высота над уровнем моря в северо-западной части достигает 60 м, а в юго-восточной (т. е. на наветренной стороне, открытой юго-восточным пассатам) — 138 м. На северо-западном побережье встречаются многочисленные узкие проходы в рифах, представляющие собой древние проливы, характеризующие подветренную сторону острова в третичный период. Поэтому очевидно, что направления ветров во время формирования этих рифов были аналогичны современным. При более детальном исследовании кольцевого рифа выяснилось, что он состоит из небольших столовых рифов (фарос), окружающих место прежней лагуны. Вершина рифа сложена нарастающими кораллами и скоплениями рифовых обломков. Бывшая лагуна, поднятая на 45—70 м над уровнем моря, ныне представляет собой наклоненное в северо-западном направлении плато, сложенное обломочными известняками и доломитами с полостями, заполненными фосфатами. В центральной части острова отмечаются три обнажения базальтов — единственные выходы на поверхность пород вулканического основания атолла.

На поднятых склонах атолла Маре сформировались древние террасы и бенчи, сохранившиеся на 15 уровнях, которые соответствуют прежним отметкам уреза воды в океане. Эти террасы расположены на высоте 12,8—9,5; 3—4; 2—2,6 и 1,5 м. Они горизонтальны и, несомненно, не связаны с тектоническими деформациями; поэтому их следует считать эвстатическими. Более древние террасы тектонически наклонены в северо-западном направлении и подверглись незначительным деформациям.

Абсолютный возраст базальтов согласно калий-аргоновой датировке составляет 29 ± 4 млн. лет, что соответствует позднему олигоцену — раннему миоцену. Наиболее древние рифовые известняки, обнажающиеся вблизи выходов базальтов, предположительно отнесены к позднему миоцену или плиоцену (что, однако, не подтверждается палеонтологическими данными). Вокруг о. Маре развит окаймляющий риф, растущий в настоящее время.

Остров Тига. Представляет собой небольшой поднятый атолл, подобный остальным атоллам этого архипелага, с древними террасами на уровне 72—78, 60—70, 28—34 и 4—5 м.

Остров Лифу (Лифоу). Является древним атоллом, приподнятым на высоту 60 м. Кольцевой риф, имеющий от 200 до 2000 м в поперечнике, окаймляет бывшую лагуну, ныне превратившуюся в плато, слабо наклоненное к юго-западу. Более древние известняки содержат фораминиферы предположительно миоценового возраста, в том числе *Operculina, Amphistegina, Gypsina, Planorbulina, Calcarina* и *Globigerina*. Обнаружены также более молодые комплексы фораминифер плиоценового — раннеплейстоценового возраста. Здесь, как и на островах Маре и Тига, отмечаются следы пяти древних стояний уровня океана.

Остров Увеа. Древний атолл, наклоненный в западном направлении и ныне большей частью затопленный. Бывший кольцевой риф, построенный массивными и обломочными кораллами, прослеживается только у восточной части острова, где он достигает высоты 46 м; участок дна прежней лагуны выступает здесь над уровнем моря. Значительная часть бывшего атолла служит в настоящее время основанием для рифов, нарастающих по периферии современной лагуны в северном, южном и западном направлениях. Дно лагуны слегка наклонено на запад-северо-запад. В более древних известняках найдены фораминиферы предположительно миоценового возраста. На склонах острова сформировались четыре эвстатические террасы.

Остров Ботан-Бопре. Представляет собой полуатолл, надстроенный на древнем останце атолла, и наклонен к северо-западу. Отмечается только небольшой выход более древних (эоценовых) известняков на юго-востоке острова в 3,5 м выше уровня моря.

Рифы Астролябия. Это полуатоллы, на которых отсутствуют породы основания. Обособленный от этой группы затопленный атолл Петри расположен приблизительно в 200 км западнее.

Таким образом, острова Луайоте (Лоялти) представляют собой чрезвычайно интересное скопление миоцен-плиоценовых коралловых рифов и бывших атоллов, в настоящее время поднятых и наклоненных; они расположены на подводном хребте, приуроченном к Новокаледонскому орогеническому поясу. В течение раннего плейстоцена острова были деформированы, разбиты на блоки и наклонены, а в позднетретичную эпоху претерпели воздействие многократных эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Ж.-П. Шевалье

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Haeberle, F. R., 1952. «Coral reefs of the Loyalty Islands», Am. J. Sci., 250, 656—666.

Koch, P., 1958. «Hydrologéologie des îles Loyauté», Bull. Géol. Nouvelle Calédonie (Nouméa), 1, 135—185.

Launey, J., Recy, J., 1970. «Nouvelles données sur une variation relative récente du niveau de la mer dans toute la region Nouvelle Calédonie—Îles Loyauté», C. R. Acad. Sci., Ser. D, 270 (18), 2159—2161.

НОВАЯ ГВИНЕЯ

Новая Гвинея (индонезийское название — Ириан) расположена в Тихом океане, в 150 км к северу от Австралии, от которой отделяется прол. Торреса; на юге омывается Арафурским и Коралловым морями. Новая Гвинея — второй по величине (после Гренландии) остров в мире. Его длина — 2400 км, общая площадь (с прилегающими островами) — около 805 тыс. км^2.

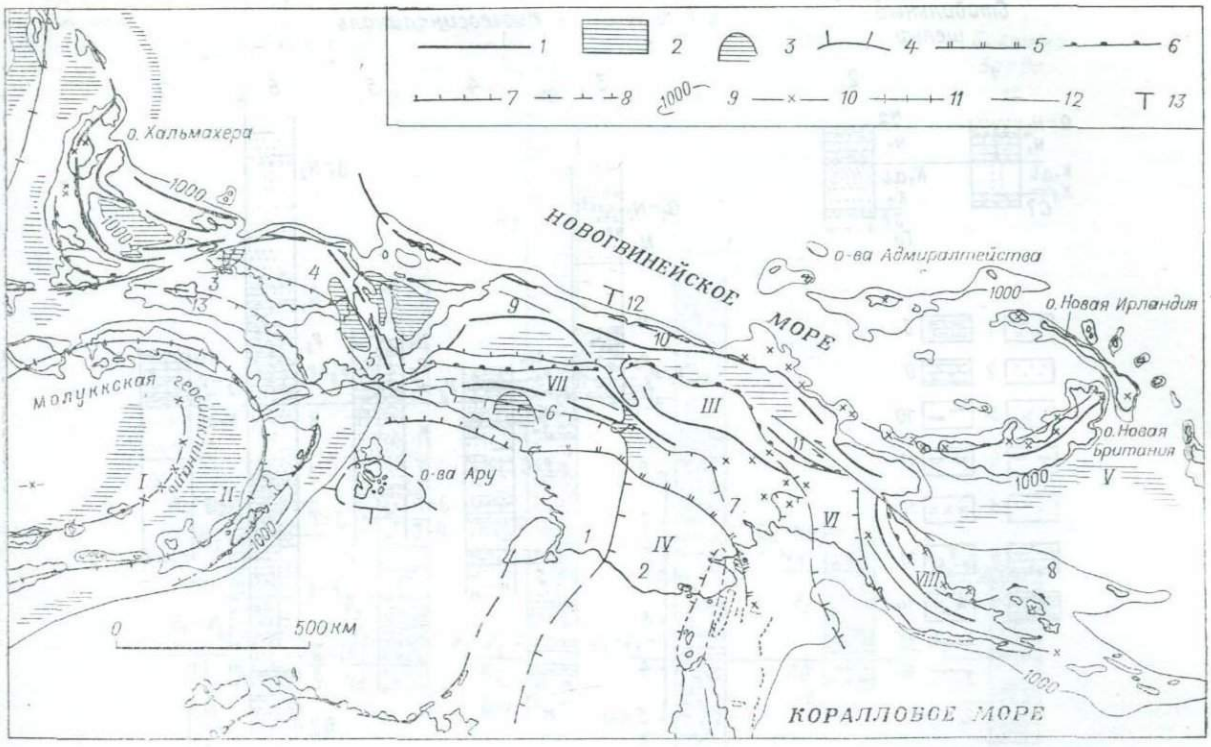


Рис. 1. Тектоническая карта Новой Гвинеи и прилегающих районов Австралии и Ост-Индии.

1 — основные наземные и подводные хребты; *2* — области депрессий (наземные и подводные); *3* — среднемиоценовые впадины, выполненные кластическими породами; *4* — краевые части Австралийского докембрийского щита; *5—8* — границы (*5* — южная Новогвинейской миогеосинклинали, *6* — южная Новогвинейской эвгеосинклинали, *7* — других структур, *8* — Молуккской и Тасманской геосинклиналей); *9* — 1000-метровая изобата (генерализованная); *10* — вулканические дуги и центры; *11* — зоны отрицательных гравиметрических аномалий; *12* — зоны основных разломов; *13* — линия структурного профиля. Цифры на карте: *1—13* — стратиграфические разрезы. *Структуры*: *I—II* — дуга Банда (*I* — внутренняя, *II* — наружная); *III* — Центральное нагорье, *IV—V* — впадины (*IV* — Папуа, *V* — Планет); *VI* — прогиб Ауре; *VII—VIII* — хребты (*VII* — Центральный, *VIII* — Оуэн-Стенли).

Западная часть острова — Ириан-Джайна (Западный Ириан) — провинция Индонезии, восточная часть — Папуа—Новая Гвинея является с 1975 г. независимым государством.

Геоморфологическое и геолого-тектоническое районирование

Новая Гвинея и Австралия объединены общим континентальным шельфом; глубины мелководного Арафурского моря и узкого прол. Торреса нигде не превышают 200 м. Весь регион оконтуривается 1000-метровой изобатой, ограничивающей Австралийскую платформу. Расположенная западнее островная дуга Банда входит в состав ортогеосинклинали, протягивающейся между Австралией и Азией (Молуккская геосинклиналь). К востоку от Новой Гвинеи расположены глубоководные моря и островные дуги Меланезии. Новая Гвинея лежит в пределах северного складчатого обрамления Австралийского кратона. Молодыми процессами горообразования может быть объяснена прямая зависимость между геоморфологическими и тектоническими элементами Новой Гвинеи. Так, направления береговых линий и горных хребтов соответствуют простираниям главных тектонических структур острова. В направлении с юга на север можно выделить следующие геолого-структурные элементы (рис. 1 и 2).

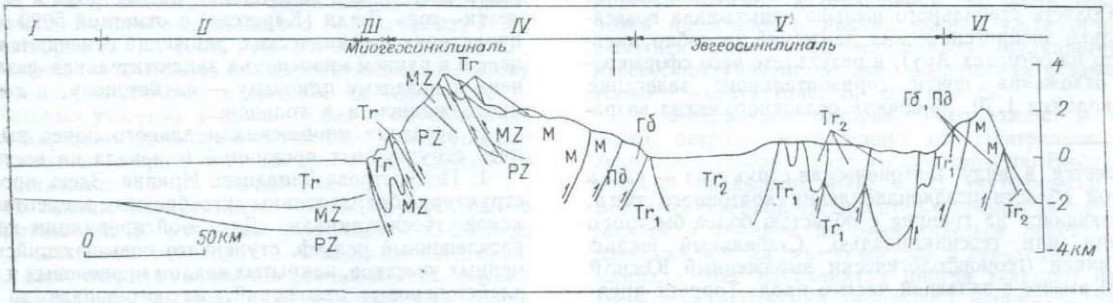


Рис. 2. Структурный профиль через центральную часть Новой Гвинеи.

I — Арафурское море; *II* — стабильный шельф; *III* — подножие; *IV* — Центральный хребет; *V* — Центральное нагорье; *VI* — Тихий океан. *M* — метаморфические породы; *Гб* — габбро; *Пд* — перидотиты.

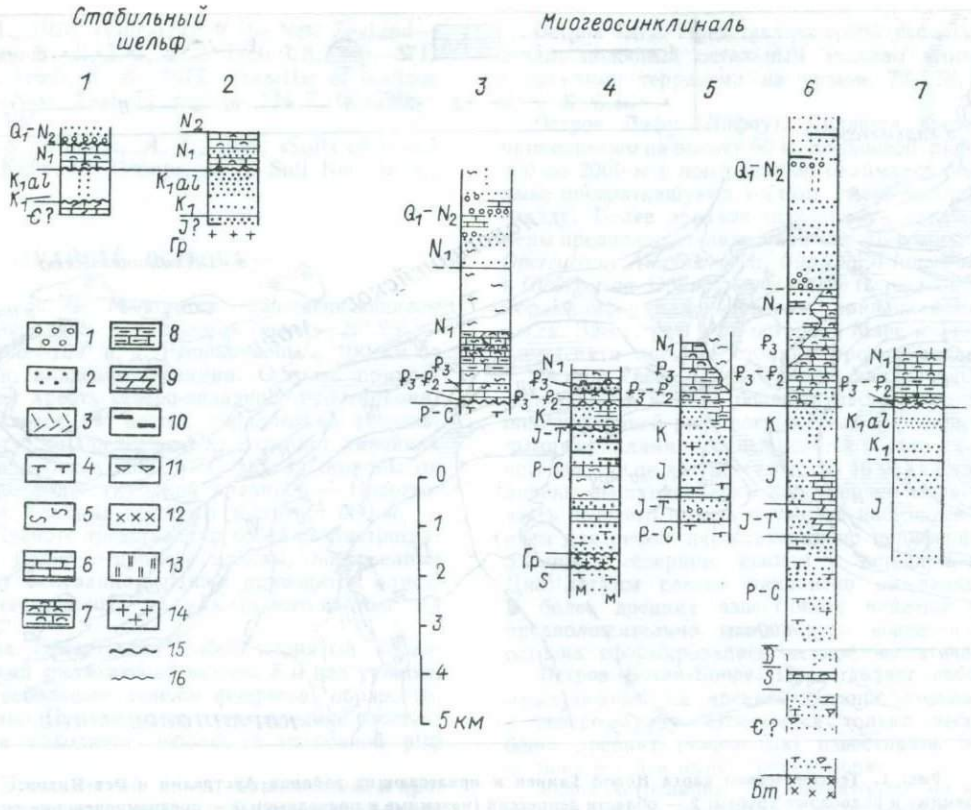


Рис. 3. Стратиграфические разрезы (колонки 1—7) в области развития стабильного шельфа и миогеосинклинали.

1 — крупногалечные конгломераты; *2* — песчаники; *3* — граувакки; *4* — глины, глинистые сланцы; *5* — мергели; *6* — известняки; *7* — известняки мелководно-морские; *8* — то же, пелагические; *9* — доломиты; *10* — угли, лигниты; *11* — радиоляриты, черты; *12* — базальтовые лавы; *13* — туфы; *14* — интрузивные граниты и габбро; *15* — несогласие, перерыв; *16* — угловое несогласие. *М* — метаморфические породы; *Бт* — базальты; *Гб* — габбро; *Гр* — граниты; *Пд* — перидотиты.

Гранитный массив. По-видимому, он входит в состав Австралийского щита. Очевидно, граниты залегают близ дневной поверхности на островах Ару (Арафурское море). В самой южной части Новой Гвинеи, а также на островках в прол. Торреса обнаружены позднемеловые граниты.

Стабильный шельф* южной части Новой Гвинеи. Протягивается от архипелага Ару до зал. Папуа. Южные берега Новой Гвинеи большей частью низменные и заболоченные. В результате отмечаемых на юге процессов коробления общего широтного простирания (структура Ориомо) возникли невысокие плато и гряды, в пределах которых устанавливаются останцы аллювиальной предгорной равнины и отложений речных террас. Область стабильного шельфа испытывала воздействие только эпейрогенических движений (подобно имевшим место на островах Ару), в результате чего сформировались отложения почти горизонтального залегания (рис. 3, колонки 1, 3). Мощность осадочного чехла возрастает в восточном направлении; он характеризуется пологим падением в сторону впадины Папуа, связанной с Большим Артезианским бассейном Австралии.

Миогеосинклинальный пояс центральной части Новой Гвинеи. Сюда постепенно переходит стабильный шельф юга острова — окраинная впадина Австралийской платформы. Длительное погружение и седиментация сменились здесь кайнозойскими орогеническими движениями, приведшими к формированию современного рельефа. В пределах этой складчатой области находятся самые высокие Снежные горы (западная часть Центрального хребта, ряд вершин которых достигает пояса вечных снегов на высоте около 5000 м). Здесь расположен высочайший пик острова и всей Меланезии—гора Джая (Карстенс) с отметкой 5029 м. Первые проявления орогенических движений отмечаются в олигоцене и в раннем миоцене; их заключительная фаза приурочена к позднему плиоцену — плейстоцену, а кое-где они продолжались и в голоцене.

В пределах миогеосинклинального пояса выделяются пять структурных провинций (с запада на восток).

1. Полуострова Западного Ириана. Здесь простирания структур субпараллельны дугообразным элементам Молуккской геосинклинали. Для этой провинции характерен расчлененный рельеф, ступенчато повышающийся от низменных участков, покрытых чехлом миоценовых и плиоцен-плейстоценовых отложений, на юго-западе до высоких (2600 м) хребтов северной и восточной частей провинции. В высокогорных районах сильно смятые в складки силурийские отложения несогласно перекрываются толщей по-

* Имееется в виду тектоническая структура — часть стабильной области осадконакопления кратонного типа, располагающаяся на границе с областью более быстрого прогибания или геосинклиналью. Стабильный шельф Новой Гвинеи (геоморфологически выраженный Южной равниной) вместе с западной частью прол. Торреса представляет собой северную окраину Австралийской платформы — самую древнюю геологическую структуру Меланезии. — *Прим. пер.*

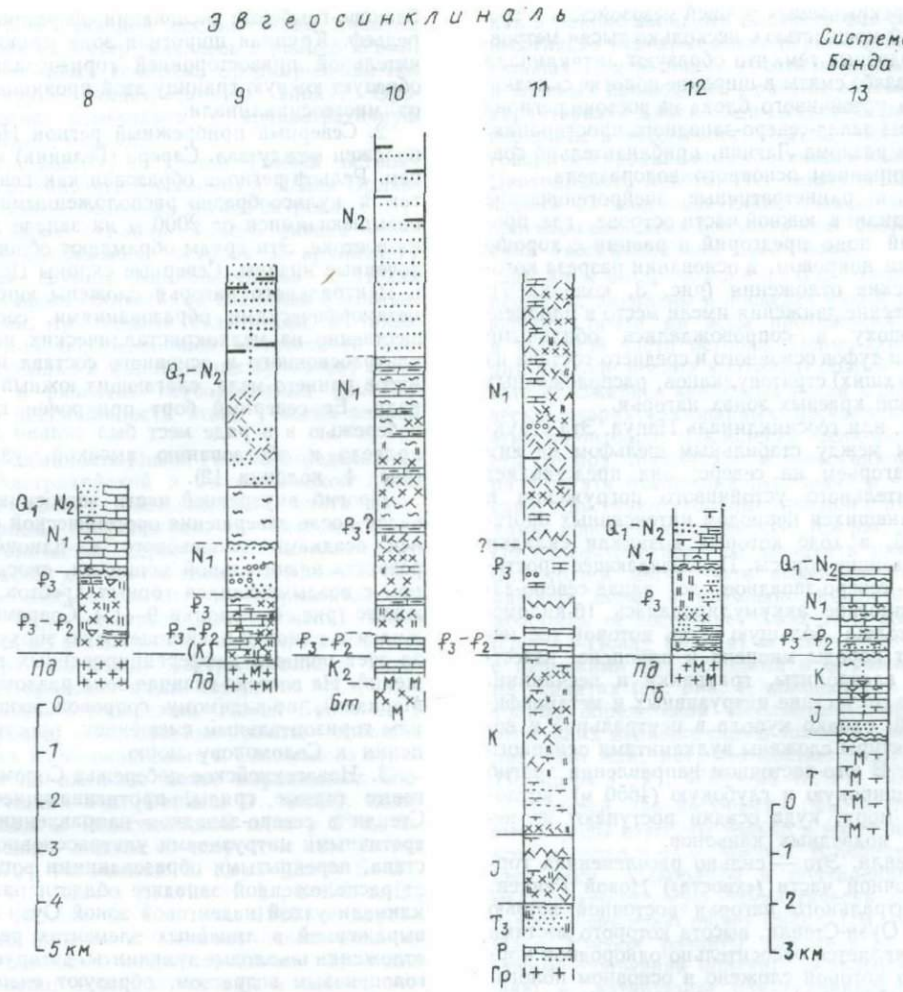


Рис. 4. Стратиграфические разрезы (колонки 8—13) в области развития стабильного шельфа и эвгеосинклинали.
Усл. обозначения см. на рис. 3.

род пермокарбонового — миоценового возраста (рис. 3, колонки 4, 5). В позднемиоценовую эпоху отмечались эпизодические тектонические подвижки (рис. 3, колонки 3, 4).

2. Центральный хребет (Сентрал-Рейндж). Орографические и структурные элементы здесь имеют в основном широтное простирание. Гребень хребта протягивается вдоль южной его части. На самых высоких вершинах, достигающих 4350 м, наблюдаются фирновые льды и отдельные каровые ледники общей площадью 10,5 км² [Dozy J. J., 1938; Verstappen H. T., 1964; Peterson J. A., Hope G. S., 1972]. В наиболее холодную позднеплейстоценовую эпоху снеговая линия опустилась в среднем на 1000—1100 м, а на некоторых участках и ниже. Морена, образованная ледником Карстенс, достигла отметки 1700 м над уровнем моря; *абсолютный возраст ее по данным радиоуглеродного* метода составляет 10 100—10 500 лет.

Южные склоны Центрального хребта крутые; высота их на протяжении 30 км резко уменьшается с 5000 до 1000 м, *а затем они переходят в холмистые предгорья*, которые в свою очередь сменяются равнинами. На южных склонах обнаружены выходы нижнепалеозойских пород, которые, судя по всему, согласно перекрываются отложениями от пермо-карбонового до миоценового возраста (рис. 3, колонка 6). В наиболее высокой его части (Снежные горы) третичные осадки часто залегают на мезозойских породах [Dow D. B., 1968; Van der Wegen G., 1966]. Воздымание Центрального хребта началось на севере в раннемиоценовую эпоху и развивалось в южном направлении. Этот процесс сопровождался слабой магматической активностью: незначительными извержениями лав среднего и кислого состава. В течение плиоцен-плейстоцена краевой прогиб, находившийся на месте современного пояса предгорий и равнин южной части острова, был заполнен обломочным материалом (вулканогенные молассы), поступавшим за счет разрушения воздымавшегося горного хребта (рис. 3, колонка 6).

3. Центральное нагорье. Расположено в восточной части острова и отделено от Центрального хребта *депрессией северо-западного простирания. Высота нагорья* местами превышает 4000 м. В тектонически наиболее поднятой северной части нагорья древние метаморфические породы и граниты на ряде участков перекрыты останцами *мезозоя; на северо-востоке в переходной к эвгеосин*клинали зоне на гранитах иногда залегают пермские и триасовые отложения небольшой мощности (рис. 4, колонка 11). Основание Центрального нагорья представляет собой устойчивый блок, который служит северным окончанием области развития изверженных и метаморфических

пород палеозоя, перекрываемых толщей мезозойских и третичных образований мощностью в несколько тысяч метров. Эти отложения, подобные тем, что образуют антиклинали Кубор и Мюллер, слабо смяты в широкие пологие складки. Северной границей устойчивого блока на востоке региона служит зона разлома запад-северо-западного простирания, а на западе — зона разлома Лагнап, приблизительно совпадающая с простиранием основного водораздела.

Позднемеловые и раннетретичные эпейрогенические движения происходили в южной части острова, где протягивается широкий пояс предгорий и равнин с хорошо развитым осадочным покровом, в основании разреза которого залегают юрские отложения (рис. 3, колонка 7). Основные орогенические движения имели место в плиоцен-плейстоценовую эпоху и сопровождались обильными извержениями лав и туфов основного и среднего состава из крупных (ныне потухших) стратовулканов, расположенных в южной и восточной краевых зонах нагорья.

4. Прогиб Ауре, или геосинклиналь Папуа. Эта структура располагается между стабильным шельфом на юге и Центральным нагорьем на севере; она представляет собой область длительного устойчивого погружения и седиментации, сменившихся периодом интенсивных орогенических движений, в ходе которых возникли складки сжатия и крутопадающие сбросы. Преобладающее простирание структур — северо-западное до запад-северо-западного. В этом прогибе аккумулировалась 16-километровая осадочная толща, бóльшую часть которой (не менее 15 км) слагают породы миоцена и плиоцена: известняки, аргиллиты, алевролиты, граувакки и песчаники. Обращает внимание отсутствие интрузивных и метаморфических образований, однако купола в центральной и восточной части структуры сложены вулканитами основного и среднего состава. В юго-восточном направлении прогиб Ауре переходит в широкую и глубокую (4650 м) котловину Кораллового моря, куда осадки поступают из нескольких крупных подводных каньонов.

5. Хр. Оуэн-Стенли. Это — сильно расчлененная горная цепь юго-восточной части («хвоста») Новой Гвинеи, отделенная от Центрального нагорья восточной ветвью прогиба Ауре. Хр. Оуэн-Стенли, высота которого местами превышает 4000 м, является относительно однородной морфоструктурой, ядро которой сложено в основном пологозалегающими мезозойскими (юрскими) метаморфическими породами с небольшими интрузивными телами гранодиоритов, диоритов и габбро. В юго-западной части этой горной системы метаморфические породы окаймляются серией лав преимущественно основного состава, агломератов, туфоконгломератов и пирокластических пород. На северо-востоке область развития метаморфических образований ограничена хорошо выраженной в рельефе зоной сбросов, отделяющей ее от пояса ультраосновных пород.

Эвгеосинклиналь северной части Новой Гвинеи. Этот мобильный пояс расположен к северу от миогеосинклинали и протягивается от о. Хальмахера в юго-восточном направлении, вдоль грабена Оуэн-Стенли до Новой Британии. Активная магматическая деятельность на протяжении позднего мезозоя и третичного периода сопровождалась значительным погружением территории и быстрым осадконакоплением; эти процессы продолжались и позднее. В пределах эвгеосинклинали с запада на восток выделяются три структурные провинции, охарактеризованные ниже.

1. Система дугообразных подводных хребтов (связывающих о. Хальмахера с северо-западным побережьем Новой Гвинеи). На о. Хальмахера вулканогенно-осадочная серия позднемелового — эоценового возраста залегает на ультраосновных изверженных породах; сходный разрез обнаружен на территории Новой Гвинеи, где он несогласно перекрывается более молодыми осадками (рис. 4, колонка 8). По-видимому, в конце олигоцена в этом регионе отмечались движения сжатия. Интенсивные дифференциальные блоково-глыбовые дислокации сформировали современный рельеф. Крупная широтная зона разлома Соронг со значительной правосторонней горизонтальной компонентой образует южную границу этой провинции, отделяющую ее от миогеосинклинали.

2. Северный прибрежный регион Новой Гвинеи. Расположен между зал. Сарера (Гелвинк) и Соломоновым морем. Рельеф региона образован как невысокими холмами, так и кулисообразно расположенными горными цепями, повышающимися от 2000 м на западе до 4000 м и более на востоке. Эти гряды обрамляют обширные сильно заболоченные низины. Северные склоны Центрального хребта и Центрального нагорья сложены юрскими и меловыми метаморфическими образованиями, состоящими преимущественно из мелкокристаллических изверженных пород ультраосновного и основного состава и основных вулканитов раннего мела, слагающих южный борт эвгеосинклинали. Ее северный борт приурочен к Тихоокеанскому побережью и в ряде мест был сильно деформирован, что привело к образованию высокой, узкой горной цепи (рис. 4, колонка 12).

Прогиб внутренней части эвгеосинклинали сформировался после завершения орогенической фазы и был заполнен осадками миоценового и плиоцен-плейстоценового возраста значительной мощности, сносившимися в основном с воздымающихся горных хребтов, располагавшихся южнее (рис. 4, колонки 9—11). Современный рельеф сложился в плиоцен-плейстоценовую эпоху преимущественно за счет мощных дифференцированных вертикальных движений. На востоке главная зона разломов (долина Раму—Маркхем), по-видимому сопровождающаяся левосторонним горизонтальным смещением, простирается в направлении к Соломонову морю.

3. Новогвинейское побережье Соломонова моря. Береговые горные гряды, протягивающиеся от хр. Оуэн-Стенли в северо-западном направлении, сложены раннетретичными интрузивами ультраосновного — среднего состава, перекрытыми образованиями эоцена. Они отделены от расположенной западнее области развития миогеосинклинали узкой надвиговой зоной Оуэн-Стенли, отчетливо выраженной в линейных элементах рельефа. Третичные отложения и молодые вулканиты, датируемые третичным — голоценовым возрастом, образуют специфические структуры — стратовулканы, приуроченные к прибрежным участкам.

На гористом о. Новая Британия метаморфические породы и граниты предположительно палеозойского — мезозойского возраста перекрыты третичными осадками. Предполагают, что этот остров представляет собой обособленный участок Новогвинейской эвгеосинклинали. Высокая сейсмичность Новой Британии (с мелко-, средне- и глубокофокусными землетрясениями) резко контрастирует с сейсмически спокойными центральной и южной частями Новой Гвинеи. Пояс активного вулканизма протягивается вдоль северного побережья Новой Британии и продолжается в западном направлении вдоль северных берегов Новой Гвинеи. Последнее извержение вулкана Таласеа на севере Новой Британии было зарегистрировано 80 лет назад [Lowder G. G., Carmichael I. S., 1970].

Нет никаких сомнений, что Новобританский желоб глубиной более 7000 м, имеющий дугообразную форму и протягивающийся параллельно южному побережью Новой Британии, является зоной современной субдукции, погружающейся в запад-северо-западном направлении.

Островные дуги. Новая Гвинея является областью сочленения двух «экзотических» островных дуг — западной и восточной. На о. Мисоол и в невысоких горных грядах, вытянутых вдоль юго-западного побережья западных полуостровов Новой Гвинеи, развит осадочный разрез переходного типа от новогвинейского к типичному для Молуккской геосинклинали (рис. 4, колонка 13). Здесь обнаружены следы позднетриасового орогенеза.

Осадконакопление в Молуккской геосинклинали, имевшее частично батиальный характер, началось в ранней перми; возможно, что офиолитовый комплекс сформировался там в позднемезозойскую — раннетретичную эпоху. Орогенические движения отмечались в среднетретичную эпоху и четвертичный период.

Расположенные к востоку от Новой Гвинеи острова Адмиралтейства (в архипелаге Бисмарка) и Новая Ирландия входят в состав более молодых ветвей островных дуг, протягивающихся вдоль окраины Тихого океана через Соломоновы и Новогебридские острова к архипелагу Фиджи. Островные группы Адмиралтейства и Новая Ирландия сложены кристаллическими сланцами и ультраосновными породами, третичными базальтами, а также вулканокластическими образованиями миоценового возраста. Наличие потухших и действующих вулканов, высокая сейсмичность и развитие глубоководных желобов свидетельствуют о нестабильности этого участка земной коры.

Тектонические особенности Новой Гвинеи определяются взаимодействием Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит. Поскольку Австралийская плита перемещается в северном направлении, а Тихоокеанская в западном, тектоническое строение рассматриваемого региона представляется достаточно сложным [Carey S. W., 1970]; в результате здесь отмечаются как горизонтальные смещения, так и дифференцированные движения менее крупных плит. Судя по сейсмическим данным, в настоящее время основная граница между Австралийской и Тихоокеанской плитами проходит вдоль северного побережья Новой Гвинеи и южных побережий Новой Британии и Соломоновых островов. Литосферные плиты меньших размеров в пределах Новогвинейского и Соломонова морей были установлены по наличию менее выраженных обособленных сейсмических зон [Denham D., 1969]. Сближение Австралийской и Тихоокеанской плит у 3° ю. ш. и 142° з. д. обусловило сжатие со скоростью 10,7 см/год [Le Pichon X., 1970]. По мнению С. Кэри [Carey S. W., 1970], Г. Дейвиса и И. Смита [Davies H. L., Smith I. E., 1971], Д. Краузе [Krause D. C., 1965, 1966] и других исследователей, это привело к боковому левостороннему сдвигу вдоль Соломоновых островов, Новой Ирландии и о. Манус (архипелаг Адмиралтейства), а также, очевидно, к развороту небольших литосферных плит в Новогвинейском и Соломоновом морях, погружению и поддвиганию Австралийской плиты под Новобританский желоб; кроме того, это, вероятнее всего, обусловило надвигообразование в области Центрального нагорья Новой Гвинеи.

Стратиграфия и история геологического развития

Палеозой. Нижний палеозой. Буровые скважины в западной части области стабильного шельфа и на юго-западных склонах Центрального хребта вскрыли отложения, предположительно датируемые кембрием. Возраст пород устанавливается главным образом на основе литологического сходства с кембрийскими отложениями Северной Австралии. Они представлены частым переслаиванием тонкообломочных терригенных и карбонатных пород общей мощностью около 1600 м, подстилаемых базальтами и прорванных кварцевыми диабазами (см. рис. 3, колонки 1 и 6).

Выходы силура in situ встречены только в северной, горной, части западных полуостровов Новой Гвинеи. Это — толща смятых в складки аспидных сланцев и подчиненных кварцитов с граптолитами, которая ассоциирует с гранитами. На южных склонах Центрального хребта встречена речная галька с силурийскими и девонскими окаменелостями, по-видимому принесенная с соседних обнажений (см. рис. 3, колонка 4). В то время как в районе западных полуостровов силурийские породы несогласно перекрываются пермо-карбоновыми, на южных склонах Центрального хребта по данным аэрофотоснимков и полевых наблюдений в разрезе палеозойских отложений, характеризующихся общим падением на север, отсутствуют перерывы и несогласия. Поэтому нет никаких оснований говорить о проявлениях орогенеза в палеозое на территории Центрального хребта. Нет также данных о том, что последний служил связующим звеном между палеозойским орогеном западных полуостровов Новой Гвинеи и Тасманской геосинклиналью Австралии.

Верхний палеозой. Отложения карбона и перми установлены в пределах узкой полосы, протягивающейся почти на всем протяжении миогеосинклинали в западной части острова. Пермо-карбоновая седиментация вначале носила континентальный характер; в результате отложились кварцевые пески с прослоями фаунистически охарактеризованных песчанистых глин; вслед за этим произошло накопление мелководно-морских глинистых пород, песчаников и известняков. В верхней части разреза эти отложения переходят в паралические, о чем свидетельствуют угольные прослои с растительными остатками хорошей сохранности (см. рис. 3, колонки 4, 6). По палеонтологическим данным в разрезе рассматриваемой толщи могут быть выделены отложения верхнего карбона, перми и, возможно, нижнего триаса; суммарная мощность ее составляет 2450 м. В Центральном нагорье (Папуа—Новая Гвинея) морские известняки и песчаники с пермскими брахиоподами и фораминиферами залегают на гранитах (см. рис. 4, колонка 11). На основании изотопных определений абсолютный возраст гранитов, прорывающих вулканогенную толщу в прол. Торреса, составляет 295 млн. лет, что соответствует позднему карбону [Richards J. R., Willmott W. F., 1970].

Мезозой. Фаунистически охарактеризованные триасовые породы известны только в восточной части Центрального нагорья и на о. Мисоол. В первом случае граувакки, песчаники, алевролиты и подчиненные туфы образуют мелководно-морскую фаунистически охарактеризованную толщу мощностью около 1500 м (см. рис. 4, колонка 11). На о. Мисоол развиты смятые в крутые складки обломочные отложения морского мелководья мощностью более 2000 м, датируемые раннекарнийским, а возможно, и ладинским веками; они перекрываются с угловым несогласием маломощной (до 100 м) пачкой норийских карбонатов и обломочных пород (см. рис. 4, колонка 13).

В миогеосинклинали Западного Ириана немая толща мощностью около 500 м, сложенная красными и пятнистыми песчаниками, глинистыми сланцами и аргиллитами с прослоями конгломератов, без видимых несогласий залегает между достоверно установленными пермо-карбоновыми и среднеюрскими отложениями. В восточном направлении в разрезе начинают преобладать доломитовые известняки, доломиты, а также глинистые сланцы. Осадки большей частью паралические или континентальные; возраст их варьирует от триасового до юрского.

Во впадине Папуа на гранитном основании залегают песчаники предположительно юрского возраста с небольшими прослоями бурых углей и мелководно-морские песчаники раннего мела и альба общей мощностью около 1500 м (см. рис. 3, колонка 2). В западной части области стабильного шельфа глауконитовые песчаники и аргиллиты мощностью 0—600 м, датированные барремом — альбом, несогласно залегают на породах, условно отнесенных к кембрию.

Морские осадочные образования юры и мела широко распространены в отложениях миогеосинклинали, где трансгрессия протекала в течение байосского и оксфордского веков. На западе морские осадки согласно перекрывают континентальные отложения юры и триаса; на востоке они лежат на гранитах и метаморфических породах.

В западной части Новой Гвинеи выделяются в основном три юрские и меловые фации.

1. Глауконитовая песчано-аргиллитовая с песчаными фораминиферами, обнаруженная в непосредственной близости от стабильного шельфа (см. рис. 3, колонки 5, 6).

2. Глинистых и аспидных сланцев и филлитов с аммонитами и подчиненных аренитов и известняков; развита севернее, ближе к эвгеосинклинали. Юрские образования в сопоставимой глинистой фации встречены к западу от Новой Гвинеи, на островах Сула (Индонезия). Переходная зона в настоящее время имеет извилистые очертания и прослеживается от северной части западных полуостровов через узкий перешеек, расположенный западнее зал. Сарера к Центральному хребту Новой Гвинеи. В северной части этого хребта отложения слабо метаморфизованы. Суммарная мощность осадков этого типа (в возрастном диапазоне от байоса до палеоцена) достигает 2000 м.

3. Тонкозернистых известняков с небольшим количеством мраморов; содержит многочисленные пелагические фораминиферы сеноманского и более молодого возраста (см. рис. 3, колонка 5); представлена в горах, протянувшихся вдоль западного берега зал. Сарера.

В пределах Центрального нагорья наблюдаются аналогичные фациальные изменения. В его северо-восточной части (см. рис. 4, колонка 11) юрские и меловые отложения с суммарной мощностью около 5000 м несогласно перекрывают пермо-триасовую толщу. Отмечаются крупные тела гранодиоритов, внедрившиеся скорее всего в период позднетриасового — раннеюрского орогенеза. Эти отложения приурочены к переходной зоне от мио- к эвгеосинклинали и представлены морскими глинами, граувакками и алевролитами со значительным содержанием в разрезе туфов, агломератов и небольшим количеством базальтовых лав. На о. Мисоол, в краевой части Молуккской геосинклинали, обнаружены морские глубоководные осадки: около 1450 м кластических пород, радиоляритов и пелагических известняков, перекрывающих с небольшим угловым несогласием триасовые отложения (см. рис. 4, колонка 13).

Характер распределения юрских и меловых фаций миогеосинклинали свидетельствует о том, что область сноса находилась на юге. Эту роль играла северная часть Австралийского континента. О наличии в то время суши к северу от Новой Гвинеи нет никаких данных.

Кайнозой. Палеоцен — нижний миоцен. В горных грядах вдоль западного побережья зал. Сарера и в пределах Центрального хребта третичные образования ложатся на меловые без видимого несогласия (см. рис. 3, колонки 5, 6), однако в других местах в результате эпейрогенических движений нижне- или среднетретичные отложения несогласно перекрывают более древние формации (см. рис. 3, колонки 1—4, 7).

На границе мезозоя и третичного периода снос обломочного материала прекратился и отложения приобрели в основном известковый характер. Когда позднее возобновилось накопление кластических осадков, обломочный материал поступал уже не с юга, источником сноса служила воздымающаяся суша на самом севере Новой Гвинеи. Следует отметить, что геохронология третичных отложений основана на изучении как планктонных, так и более крупных бентосных фораминифер. Корреляция этих отложений с европейской шкалой не является достаточно четкой и принята нами условно.

В области стабильного шельфа нижнетретичные отложения отсутствуют. На большей части площади Центрального нагорья их разрез маломощен и неполон. В западной части миогеосинклинали нижнетретичные отложения представлены главным образом мелководно-морскими известняками. В направлении к северу отмечается постепенный переход этих отложений к пелагическим известнякам (см. рис. 3, колонки 3, 7) почти километровой мощности. Накопление кластических осадков на протяжении олигоцена в северной части западных полуостровов свидетельствует о том, что там началось воздымание северных береговых гряд (см. рис. 3, колонки 3, 4).

Часть эвгеосинклинального разреза (по крайней мере 4000 м) образована продуктами экструзий основного состава: базальтами, спилитами, вулканическими брекчиями, туфами и туффитами, чередующимися с пелагическими (в некоторых местах мелководными) известняками, а на востоке с граувакками (см. рис. 4, колонки 8—12). В горных хребтах, вытянутых вдоль центрального участка северного побережья Новой Гвинеи, эти отложения перекрывают серию, сложенную метаморфическими породами, основными и ультраосновными интрузиями, а также небольшим количеством гранитов и гранодиоритов. Образование раннетретичных вулканитов могло быть связано с внедрениями ультрабазитов, очевидно, также в раннетретичную эпоху или еще раньше. Раннемиоценовые тектонические движения, по-видимому обусловленные процессами сжатия, привели к подъему территории, вызвавшему общее обмеление бассейна (в пределах эвгеосинклинали); эти подвижки сопровождались внедрениями габбро и диоритов.

В хребтах на юго-западном побережье Западного Ириана в раннетретичную эпоху развивалась мелководная известняковая фация, постепенно переходящая по направлению к Молуккской геосинклинали в пелагическую.

Средний — верхний миоцен. В среднем—позднем миоцене произошла обширная трансгрессия моря, во время которой область стабильного шельфа Новой Гвинеи вновь была захвачена морем; в результате отложилась маломощная толща мелководных известняков (см. рис. 3, колонки 1, 2). В пределах миогеосинклинали накопилось около 600 м мелководных и рифовых известняков. Однако на южных склонах современных гор, в том числе на некоторых участках Центрального хребта [Dow D. B., 1968], известняковые отложения шельфа подверглись короблению. Произошло образование впадин, где отложились кластические породы, а местами мергели, пелагические и мелководные известняки общей мощностью 2000—3000 м (см. рис. 3, колонки 5, 6).

Обломочный материал предположительно поступал с воздымающихся горных хребтов на севере. Несомненно, что эти депрессии были непосредственно связаны с открытым океаном, в особенности на западной и восточной оконечностях Новой Гвинеи; этим и объясняется обильная встречаемость планктонных фораминифер в соответствующих отложениях. В прогибе Ауре отложилась мощная толща миоценовых пород, главным образом граувакков и аргиллитов. Необычайно велика мощность — 12 км — аккумулировавшихся в этой впадине отложений верхнего олигоцена — плиоцена [Davies H. L., Smith I. E., 1971]. Мощность среднемиоценовых рифовых известняков, приуроченных к осевой линии прогиба, превышает 1000 м. Активный плиоценовый вулканизм, захвативший и плейстоцен, проявился в северо-восточной краевой части прогиба.

В эвгеосинклинали этап подъема и обмеления вновь сменился быстрым погружением, в результате которого образовалась толща граувакк и глинистых сланцев с примесью вулканического и известкового материала мощностью более 2000 м (см. рис. 4, колонки 9—11). Имеются данные о значительных оползневых движениях. Кластические разновидности этих отложений сходны с обломочными породами, обнажающимися в современных горных хребтах. Это означает, что источник обломочного материала находился в северной части этих хребтов, в то время как южная их часть представляла собой область осадконакопления.

Верхний миоцен и плиоцен. В течение позднего миоцена и плиоцена подъем горных хребтов полностью завершился, огромные количества обломочного материала поступали в погружающиеся впадины, локализовавшиеся на юге и на севере. Протягивающийся вдоль

южных склонов Центрального хребта единый экзогеосинклинальный прогиб, объединивший отдельные впадины предшествующих эпох, оказался заполненным почти 5-километровой осадочной толщей, сложенной песками, глинами, конгломератами и бурыми углями (см. рис. 3, колонки 3, 6). К северу от горных хребтов мощность осадков иногда достигала почти 7000 м. Здесь осадконакопление началось с глобигериновых мергелей; затем последовало отложение граувакк и субграувакк, а также глин и алевролитов с прослоями бурых углей. Последние компоненты преобладают в верхних пачках формаций, что указывает на постепенное заиливание бассейна вверх по разрезу (см. рис. 4, колонки 9, 10).

Вертикальные движения, приведшие к формированию современного рельефа, в основном происходили вдоль крупных разломов и местами сопровождались магматической активностью. На вершинах Центрального хребта отмечены лишь весьма немногочисленные тела кварцевых диоритов. В горных грядах вдоль западного побережья зал. Сарера обнаружены крупные интрузии гранитов.

Плейстоцен и голоцен. Горный рельеф Новой Гвинеи имеет молодой возраст. Подъем горных систем, начавшийся в раннетретичную эпоху, по-видимому, продолжался в плейстоцене и голоцене. В результате эвстатических колебаний и осадконакопления при отсутствии значительных тектонических деформаций в области стабильного шельфа южной части Новой Гвинеи образовалась обширная заболоченная низменность. Наличие речных террас с хорошо окатанной галькой свидетельствует либо о более интенсивном сносе и отложении обломочного материала в рассматриваемую эпоху, либо о более контрастном рельефе в период оледенений.

Эвстатическое поднятие, наступившее за последним оледенением, вызвало подъем уровня Арафурского моря и затопление близлежащих мелководных участков суши. Расположение плейстоценовых речных русел можно довольно легко восстановить по батиметрическим данным. Обнаружение затопленных русел, так называемых сангей, в зал. Ару свидетельствует о позднем прогибании территории, проходившем согласно общему простиранию Новой Гвинеи.

В Центральном хребте установлены положительные изостатические аномалии даже за пределами пояса ультраосновных пород. Поэтому молодое (третичное — четвертичное) воздымание хребта, по-видимому, нельзя объяснить изостатическим выравниванием дефицита массы. Оно может быть обусловлено активным воздействием процессов, приведших к надвиганию нижнего блока в северном направлении (см. рис. 2). Поднятие, начавшееся в миоцене на севере, проходило по линии надвигов с падением на юг. На более поздних стадиях орогенеза прежде всего испытала поднятие южная часть Центрального хребта (в начале плиоцен-плейстоцена), а впоследствии (в позднем плейстоцене) современное всхолмленное предгорье поднялось относительно прилегающих с юга равнин. В то время как породы сводовых частей хребта были интенсивно смяты в складки и разбиты сбросами согласно его основному простиранию, на южных склонах фиксируется только наклон слоев в северном направлении.

В северной части Центрального нагорья ведущую роль в тектонических процессах, по-видимому, играли разрывные нарушения. В южных районах сжатие уменьшается по мере приближения к области стабильного шельфа. За зоной с характерной чешуйчатой (скибовой) структурой следует зона интенсивной складчатости; область менее отчетливо выраженных складок геоморфологически приурочена к равнинам. Плоскости разрывов, ограничивающие чешуи, падают на север. Антиклинальные складки характеризуются асимметричным строением и более крутыми южными крыльями. Возраст рассмотренных выше орогенических движений — плиоцен-плейстоценовый.

Для северных склонов предгорий (пидмонта) в настоящее время типично развитие аркозовой фации (Ruxton B. P., 1970), представленной обедненными кварцем породами. На высокогорных участках сохранились следы небольших плейстоценовых ледников. Кроме того, в этом районе отмечаются проявления перигляциальных условий [Löffler E., 1970, 1972; Williams P. W. e. a., 1972]. В рельефе преобладают останцы посторогенических, ныне потухших, вулканов. Слагающие их лавовые потоки, туфы и агломераты имеют андезитовый состав.

В прогибе Ауре, расположенном между Центральным нагорьем и хр. Оуэн-Стенли, породы подверглись сильному сжатию с образованием многочисленных крутых асимметричных складок. Регион к северу от Центрального хребта был нарушен субширотными разломами, ориентированными согласно общему простиранию Новой Гвинеи. Здесь поднялись горные цепи, разделившие область низменных равнин на ряд межгорных депрессий. В районах их развития отмечаются гребневидные антиклинали, разделенные широкими и пологими синклиналями. Гравитационное оползание и обрушение поверхностных слоев, обусловленное подвижками по погребенным разломам, сыграли, по-видимому, весьма существенную роль в формировании современной структуры региона [Jenkins D. A., 1974].

В более северных районах основные проявления орогенеза также приурочены к плиоцен-плейстоценовой эпохе, в то же время сформировавшиеся в течение плейстоцена и голоцена коралловые рифы, область развития которых иногда захватывала современную территорию острова, свидетельствуют о позднейших тектонических движениях. По данным радиоуглеродного метода воздымание региона проходило со средней скоростью около 1 м за 1000 лет [Veeh H. H., Chappell J., 1970]. Согласно этим материалам рифовые известняки на п-ове Хуон подразделяются на несколько комплексов, поднявшихся, очевидно, в разное время (абсолютный возраст, тыс. лет: комплекса I—6, комплексов II и III, залегающих на 10—30 м над уровнем моря — 30—50, комплекса IV, высота которого 110 м, — 60—74, комплекса V высотой 200 м — 116—140, комплекса VI — 180 — 190, комплекса VII — 210—250, комплекса VIII, залегающего на относительно большей высоте, — более 250). Постмиоценовый подъем в юго-западной части Папуа проходил в течение двух основных этапов и, по всей вероятности, превышал 3000—4000 м [Smith I. E., 1970].

На основной части территории Новой Гвинеи (между зал. Сарера и Соломоновым морем) горные хребты простираются как в широтном, так и в меридиональном направлениях, как бы образуя огромную трапецию, напоминающую сходные структурные элементы Австралийского кратона. Полную противоположность прямолинейности их очертаний представляет извилистый в плане характер структур как Соломонова моря, так и западных полуостровов Новой Гвинеи. Последние ориентированы параллельно островным дугам Банда Молуккской геосинклинали, однако, судя по особенностям геологического развития, эти структуры являются частью новогвинейских, а следовательно, и австралийских. В настоящее время они примыкают к Молуккской геосинклинали в качестве «экзотических» элементов.

Несмотря на то, что на западных полуостровах Новой Гвинеи и близлежащих островах Сула характер распределения фаций сходен с таковым восточных районов, Молуккская геосинклиналь «поглощала» все осадки, поступавшие из австралийского источника сноса. Это можно объяснить, если предположить, что в предтретичное время южная часть Молуккского архипелага и о. Мисоол находились значительно западнее и что островные дуги (как Молуккская, так и Западно-Новогвинейская) сформировались только в третичный период. Надо иметь в виду, что смещения в восточном направлении в основном проходили по зоне разлома Соронг. Таким

образом, извилистость очертаний структур в плане следует связывать с более поздними процессами.

В районе Соломонова моря обращенная к океану Новобританская островная дуга переходит в береговые хребты на северо-востоке Новой Гвинеи. Хотя распределение сейсмических очагов и расположение вулканического пояса вдоль северного побережья этого острова указывают на взаимосвязь структур Новой Гвинеи и Новой Британии, тем не менее по геологическому строению последняя более сходна с хр. Оуэн-Стенли, чем с северо-восточной частью Новой Гвинеи. На северо-восточном продолжении Новой Британии располагается о. Новая Ирландия, однако связующий их глубоководный Новобританский желоб в южной части образует резкий изгиб по простиранию, которому отвечают простирания обоих островов. Здесь также, очевидно, имели место горизонтальные перемещения блоков коры. Например, Соломоново море могло возникнуть в результате дрейфа Новой Британии в северном направлении, а также бокового левостороннего смещения островодужной системы архипелаг Адмиралтейства — Новая Ирландия относительно Новой Гвинеи. Судя по особенностям вулканизма и сейсмичности, эти движения продолжаются доныне.

Движение Австралийско-Новогвинейской плиты в направлении к Тихому океану, установленное по палеомагнитным данным, отвечает, по-видимому, основному направлению перемещения структур в регионе начиная с пермского периода (когда Австралия еще находилась вблизи Южного полюса). Сравнительно устойчивая центральная часть региона, соответствующая передовой части надвигающегося континента, сочленяется с более подвижными участками земной коры на севере, северо-востоке и востоке. На геологическом строении западных полуостровов Новой Гвинеи сказалось влияние прилегающих структур Юго-Восточной Азии. В районе Соломонова моря предполагаемые движения блоков земной коры могут быть объяснены как результат взаимодействия Тихоокеанской плиты с более подвижными «микроплитами» Меланезии.

Полезные ископаемые

До недавнего времени считалось, что Новая Гвинея сравнительно бедна минеральными ресурсами. В восточной части острова были известны только небольшие месторождения золота и серебра. Золото на территории Новой Гвинеи связано преимущественно с гранодиоритовыми и диоритовыми интрузиями мезозойского и третичного возраста в хребтах восточного побережья и в северо-восточной части Центрального нагорья. Оно обнаружено также на северных склонах хр. Оуэн-Стенли. Непромышленные залежи золота были найдены в террасах бассейна р. Эйланден, у юго-восточных подножий Центрального хребта [Van der Wegen G., 1966]. Золото встречается главным образом в виде россыпных месторождений, являющихся основным источником добычи этого металла в Новой Гвинее. Несколько рудопроявлений золота и меди известны на небольших островах Мисима и Тогула (архипелаг Луизиада) у побережья «хвоста» Новой Гвинеи.

Добыча нефти в Западном Ириане уменьшилась в 10 раз за период 1955—1965 гг. (с 0,5 млн. до 50 тыс. м^3). Добыча золота в восточной части острова упала за этот же период с 2300 до 1200 унций (т. е. с 71,53 до 37,32 кг). Важные открытия нефтяных залежей в 70-х годах текущего столетия в восточной части Папуа — Новой Гвинеи стимулируют экономическое развитие страны.

Хотя наличие медных руд на острове было известно в течение ряда лет [Dozy J. J., 1939], систематическая их разведка была начата лишь недавно. Разработка крупного месторождения меднопорфировых руд с запасами приблизительно 900 млн. т при содержании 0,5% меди на о. Бугенвиль (Папуа — Новая Гвинея) началась в 1972 г. Это месторождение, очевидно, войдет в число крупнейших в мире из разрабатываемых открытым способом. Месторождения с содержанием 2,5—3,0% меди разведаны в Эрцберге (Западный Ириан) и на восточных склонах гор Стар (Папуа—Новая Гвинея). Согласно радиометрической датировке [Page R. W., McDougall I., 1972] возраст золотого и медного оруденений в Центральном нагорье колеблется от позднего миоцена (Джандерра) и плиоцена (Моробе) до среднего плейстоцена (Фубилан).

Значительные количества никель-кобальтовых руд с низким содержанием металлов известны в Западном Ириане, на о. Вангео и в горах Циклоп (вблизи Джаджапура). Никель (также в низких концентрациях) обнаружен в породах ультраосновного пояса восточной части Папуа.

В. А. Виссер, Э. Лёффлер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Audretsch, F. C. d', Kluiving, R. B., Oudemans, W., 1966. «Report on an economic geological investigation of NE Vogelkop (Western New Guinea)», Vern. Kon. Ned. Geol. Mijnbk. Gen., Geol. Ser., 23, 151 p.

Bureau of Mineral Resources (Australia), 1972. Geology of Papua New Guinea. Canberra: Bur. Mineral Res., 1 : 1 000 000.

Carey, S. W., 1970. «Australia, New Guinea, and Melanesia in the current revolution in concepts of the evolution of the earth». Search, 1 (5), 178—189.

Chappell, J., 1974. «Geology of Coral Terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a stydy of Quaternary Tectonic Movements and Sea-Level Changes», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 553—570.

Curtis, J. W., 1973. «Plate Tectonics and the Papua-New Guinea-Solomon Islands region», J. Geol. Soc. Austral., 20 (1), 21—36.

Davies, H. L., Smith I. E., 1971. «Geology of East Papua», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 3299—3312. See also Rod, E., 1974. «Geology of eastern Papua: discussion», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 653—658.

Denham, D., 1969. «Distribution of earthquakes in the New Guinea-Solomon Island region», J. Geophys. Res., 74, 4290—4299.

Dow, D. B., 1968. «A geological reconnaissance in the Nassau Range, West New Guinea», Geol. Mijnb., 47, 37—46.

Dozy, J. J., 1938. «Eine Gletscherwelt in Niederländisch Neuguinea», Z. Gletscherk., 26, 45—51.

Dozy, J. J., 1939. «Geological results of the Carstensz Expedition, 1936». Leidse Geol. Mededel., 11, 68—131.

Faibridge, R. W., 1953. «The Sahul Shelf, Northern Australia, its structure and geological relationships», J. Roy. Soc. W. Austral., 37 (1), 1—33.

Jenkins, D. A. L., 1974. «Detachment tectonics in western Papua New Guinea», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 533—548.

Krause, D. C., 1965. «Submarine geology north of New Guinea», Bull. Geol. Soc. Am., 76, 27—42.

Krause, D. C., 1966. «Tectonics, marine geology, and bathymetry of the Celebes Sea-Sulu Sea region», Bull. Geol. Soc. Am., 77, 813—832.

Le Pichon, X., 1970. Correction to paper by Le Pichon «Sea floor spreading and continental drift», J. Geophys. Res., 75, 2793.

Löffler, E., 1970. «Evidence of Pleistocene Glaciation in East Papua», Austral. Geogr. Stud., 8, 16—26.

Löffler, E., 1972. «Pleistocene glaciation in Papua and New Guinea», Z. Geomorphol., Suppl. 13, 46—72.

Löffler, E., 1974. «Geomorphological map of Papua New Cuinea, with explanatory notes», Austral. Land. Res., Ser. 33.

Lowder, G. G., Carmichael, I. S. E., 1970. «The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: geology and petrology», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 17—39.

Luyendyk, B. P., MacDonald, K. C., Bryan, W. B., 1973. «Rifting history of the Woodlark Basin in the Southwest Pacific», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1125—1134.

Milsom, J., 1973. «Papuan ultramafic belt: gravity anomalies and the emplacement of ophiolites», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2243—2258.

Page, R. W., McDougall, I., 1972. «Ages of mineralization of gold and porphyry copper deposits in the New Guinea Highlands», Econ. Geol., 67, 1034—1048.

Peterson, J. A., Hope, G. S., 1972. «A lower limit and maximum age the last major advance of the Carstensz glacier, West Irian», Nature, 240 (5375), 36—37.

Richards, J. R., Willmott, W. F., 1970. «K—Ar age of biotites from Torres Strait», Austral. J. Sci., 32, 369—370.

Ripper, I. D., 1970. «Global tectonics and the New Guinea—Solomon Islands region», Search, 1 (5), 226—232.

Ruxton, B. P., 1970. «Labile quartz-poor sediments from young mountain ranges in Northeast Papua», J. Sed. Petrology, 40 (4), 1262—1270.

Smith, I. E., 1970. «Late Cainozoic uplift and geomorphology in southeastern Papua», Search, 1 (5), 222—225.

Thompson, J. E., Fisher, N. H., 1965. «Mineral deposits of New Guinea and Papua and their tectonic setting», Proc. 8th Comm. Min. Met. Congr., Australia—New Zealand, 6, 115—148.

Veeh, H. H., Chappell, J., 1970. «Astronomical theory of climatic change: support from New Guinea», Science, 167, 862—865.

Verstappen, H. T., 1964. «Geomorphology of the Star Mountains», Nova Guinea (Sci. Res. Netherlands N. G. Exped., 1959), 5, 101—158.

Visser, W. A., Hermes, J. J., 1962. «Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea», Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb., Gen., Geol. Ser., 20, 265 p.

Wegen, G., van der, 1966. «Contribution of the Bureau of Mines to the geology of the Central Mountains of West New Guinea», Geol. Mijnb., 45, 249—261.

Williams, P. W. et al., 1972. «Aspects of the Quaternary geology of the Tari-Koroba Area, Papua», J. Geol. Soc. Austral., 18 (4), 333—347.

Winterer, E. L., 1970. «Submarine valley systems around the Coral Sea Basin (Australia)», Marine Geol., 8, 229—244.

НОВАЯ КАЛЕДОНИЯ

Новая Каледония — одна из «заморских территорий» Франции, расположенная в юго-западной части Тихого океана. Это удлиненной формы узкий гористый остров со средними высотными отметками от 600 до 1000 м. Остров входит в состав архипелага Новая Каледония с общей площадью около 20 000 км², который имеет координаты 17—23° ю. ш. и 163—167° в. д., расположен между Новой Гвинеей (отстоящей от него в 1755 км к северо-западу) и Новой Зеландией (в 1555 км к югу — юго-востоку). Этот архипелаг — составная часть меланезийских островных дуг, подвергшихся складчатости в меловой — третичный периоды (альпийская орогения) и протягивающихся параллельно северо-восточному побережью Австралии.

Главный остров архипелага Новая Каледония вытянут в длину приблизительно на 400 км при ширине около 50 км. Вокруг острова на протяжении до 1000 км простираются мелководные шельфовые зоны, окаймленные коралловыми рифами и небольшими островками. К северу от Новой Каледонии лежат острова Белеп и Гюйон, к югу — о. Пен. В 100 км восточнее, параллельно Новокаледонскому архипелагу, протягивается цепь коралловых островов Луайоте, или Лоялти (в том числе Увеа, Лифу и Маре) с общей площадью 1743 км²; ядра этих островов сложены вулканическими породами.

Архипелаг Новая Каледония расположен приблизительно посередине между северо-восточным побережьем Австралийского материка и «андезитовой линией», отделяющей меланезийскую «квазикратонную» область от подлинно океанической области — Тихоокеанской плиты. Меланезийская провинция подразделяется в настоящее время на ряд «микроплит».

Рельеф Новой Каледонии определяется прежде всего его структурными особенностями, а именно: остров вытянут согласно преобладающему направлению складчатости. В результате эрозионной деятельности сформировались два резко выраженных склона — западный и восточный, местами разделенные более или менее плоскими участками (пенепленами), но чаще островершинными гребнями неправильной формы, составляющими так называемую «центральную горную цепь» с максимальной высотной отметкой 1650 м. Остров в геоморфологическом отношении асимметричен: западный его склон представлен холмистыми равнинами и низкими горными грядами, среди которых преобладают плосковершинные массивы, сложенные перидотитами; восточный склон более гористый, он рассечен крутыми ущельями. Побережье этого склона прорезано аллювиальными долинами нескольких крупных рек.

Остров Новая Каледония представляет собой останец погрузившегося участка земной коры и окаймляется подводными террасами, обрамленными одним из красивейших барьерных рифов в мире *; заключенная в нем лагуна протягивается в западном направлении более чем на 15 км.

Новая Каледония открыта Дж. Куком в 1774 г. Геологическое строение острова впервые было изучено в 1863 г. Э. Делонгшампом [Deslongshamp E., 1866]. Те или иные геологические особенности острова отмечались горными инженерами, например Ж. Гарнье [Garnier J., 1867—1871], открывшим здесь силикатные руды никеля (главный минерал которых назван в его честь гарниеритом). Позднее здесь проводили исследования многие ученые, в том числе У. Дэвид, описавший величественные берега острова и окружающие их коралловые рифы.

Первая крупномасштабная карта Новой Каледонии (1 : 100 000) была составлена в 1946—1949 гг. [Arnould A., e. a., 1953]. Современные исследования проводятся различными геологическими организациями с участием главным образом французских специалистов.

Геологический очерк

Остров Новая Каледония сложен сильно дислоцированными породами, образующими основную горную цепь, сформированную во время альпийского орогенеза (эоцен—олигоцен). Эти породы, за исключением развитых в северо-восточной части острова, испытали умеренный метаморфизм. Ультраосновные породы представлены в юго-восточной его области, где ими сложен массив Минье-дю-Зюд, а также на западных склонах Бурэля.

Палеозой. *Наиболее древние из датированных пород* Новой Каледонии относятся к так называемой «пестроцветной туфовой формации» [Avias J., 1949], представленной риолитовыми и дацитовыми туфами и брекчиями, чередующимися с красно- и зеленоцветными глинами и аргиллитами. В верхней части разреза обнаружена *Maitaia (-Atomodesma) trechmanni* [Avias, J., 1953] — форма, характерная для артинского яруса нижнепермских отложений Новой Зеландии. В других местах описаны фации,

---

* Так называемый «Большой Барьерный риф Кука». — *Прим. пер.*

аналогичные таковым девонского — пермского разреза Восточной Австралии. Фауна цефалопод, ранее относимых к родам *Popanoceras* и *Wagenoceras*, ныне определяется как *Cyclolobus* [Avais J., Guerin S., 1957], что позволяет датировать эти отложения поздней пермью — ранним триасом.

Мезозой. На пестроцветных туфах несогласно залегает *граувакковаяформация, относимая к триасу и юре.* Эта мощная толща образовалась в результате денудации герцинских гор, поднявшихся на западе, в области, располагавшейся в то время между Новой Каледонией и Австралией и получившей название «Тасмантис» или «Тасмантии». Вследствие дрейфа и перемещения плит Новая Каледония и Австралия тогда находились значительно ближе друг к другу, чем в настоящее время.

Породы представлены главным образом граувакками, иногда известковистыми; в ряде мест они охарактеризованы фаунистически. По палеонтологическим данным в мезозойских отложениях Новой Каледонии могут быть выделены стратиграфические подразделения, краткая характеристика которых приводится ниже.

Т р и а с. Выделяются все три отдела: 1) нижний триас (верфенский ярус) с аммонитами *Flemingites;* 2) средний и верхний триас (ладинский — карнийский ярусы) со *Spiriferina Kaihikuana* и *Halobia: выделяется зона*, представленная *Mytilus problematicus* и *Minetrigonia* (карнийский ярус); 3) верхний триас (норийский ярус), сложен граувакками, часто переходящими в ракушечные слои, содержащие монотиды. В нижней части разреза выделяется зона с *Monotis richmondiana* и *Stenarcestes arnouldi*; в верхней части — зона, представленная *Monotis gigantea* и *Monotis routhieri*, характеризующая переход от норийского к рэтскому ярусу.

Рэтский ярус содержит *Monotis* aff. *calvata* и *Anodontophora* в основании разреза и *Glavigera bisulcata* в кровле.

Ю р а. Лейас (нижняя юра) подразделяется на: а) геттанг, отложения которого содержат аммониты (Psiloceratidae, Schlotheimidae, *Wachneroceras*) и пластинчатожаберные (*Otapiria marchalli*); б) синемюр с *Arnioceras*; в) средний и верхний лейас, содержащий *Pseudaucella marshalli. Средняя юра, по-видимому,* выпадает из разреза и представлена продуктами вулканической деятельности на западном побережье Новой Каледонии; возможно, к ней относится также «брекчия из Саррамеа» — своеобразный слой, сложенный сцементированными вулканическими песками, содержащими титаномагнетит, присутствующий также в одновозрастных горизонтах Новой Зеландии. Верхняя часть средней юры характеризуется развитием зеленых грауваккков с белемнитами (западное побережье острова); на восточном его побережье встречаются также черные сланцы, содержащие *Inoceramus* и *Aucella* (*Buchia*). Присутствие портландского яруса, выделявшегося здесь ранее, не подтвердилось.

В нижнем и среднем мелу отмечается крупный перерыв, после чего отложились песчаники и углистые сланцы, образовавшие «угленосную формацию» (по Ж. Авэ и П. Рутье). Фауна представлена почти исключительно сенонскими формами (верхний мел), в том числе *Kosmaticeras*, *Baculites*, *Pacitrigonia*, *Lahillia* и *Acanthocardia*, аналогичными описанным в Антарктико-Индо-Тихоокеанской провинции.

Повсеместно в пермских, триасовых, юрских и меловых формациях западного побережья Новой Каледонии обнаружены многочисленные обломки окаменелой древесины; это остатки стволов деревьев, принесенных волнами с «Тасмантии». Кроме араукариоксилона и цедроксилона среди них встречаются *Sahnioxylon aviasii* (?), S. *australe* — триасовые виды, известные как древнейшие в мире [Bourean, 1954; Colonna-Salard M., 1964]. Эти растения представляют большой интерес при изучении проблемы происхождения покрытосеменных.

В целом мезозой Новой Каледонии характеризовался осадконакоплением в Австрало-Меланезийской впадине (триас, юра). Береговые фации этих отложений особенно богаты ископаемыми формами на западном побережье острова (окраина «Тасмантии»), *в то время как фации* центральной горной цепи — более тонкозернистые и часто лишены окаменелостей. В верхнем мелу западная («внешняя») *зона отсутствует; отложения этого возраста найдены* только в центральном и восточном участках «внутренней» зоны.

Кайнозой. П а л е о г е н. Аналогичным образом осадки эоцена «внешней» зоны западного побережья Новой Каледонии трансгрессивно залегают на эродированной поверхности пермо-триасовых отложений, в то время как более полный разрез эоцена внутренней части острова представлен на востоке. Эта зона интенсивно смята в складки и нарушена разломами; ее фации резко отличаются от таковых внешней зоны.

Стратиграфия внешней зоны относительно проста. Эта зона характеризовалась устойчивым осадконакоплением, мощность разреза здесь достигает нескольких тысяч метров. Источником сноса при формировании этой осадочной толщи служили разрушающиеся кордильеры внутренней зоны *. В основании разреза толщи залегают конгломераты, *содержащие пермо-триасовую гальку, линзы* известняков с *Orthophragmina*, *Discocyclina* и водоросли. Кверху конгломераты сменяются мергелистым флишем весьма значительной мощности (3000 м). Эти отложения тонкозернистые в основании и песчанистые в кровле; они содержат частые прослои, а также примесь туфогенного материала.

Во «внутренней» зоне третичное осадконакопление началось с конгломератов, содержащих линзы известковых пород с глобигеринами; эти породы прослеживаются снизу вверх без перерыва начиная от сенона. На них залегают туфосланцы и известковые сланцы, которые в свою очередь перекрываются мощными вулканогенно-осадочными формациями; они представлены главным образом андезитовыми базальтами, долеритами и их туфами (подводные лавовые потоки) с радиоляритами и линзами красных окаменелых глин, а также частыми *прослоями ультраосновных пород (см. ниже).*

Н е о г е н и ч е т в е р т и ч н ы й п е р и о д. На более древних отложениях, зачастую интенсивно дислоцированных, *расположены горизонтально залегающие* глинистые и известковистые породы миоцена, содержащие отдельные кораллы и характерные фораминиферы.

В этих отложениях обнаружены железистые корки (так называемые феррикреты **).Их присутствие свидетельствует о том, что ультраосновные породы в позднем олигоцене подверглись латеритизации на склонах горной цепи, испытавшей недавнее поднятие. Формирование этого железистого «панциря» продолжалось в течение плиоцена и четвертичного периода, однако основная его часть к настоящему времени оказалась уничтоженной эрозией. В наши дни первоначальный «панцирь» сохранился только на останцовых плато либо в пределах зон тектонических нарушений.

В тот же период, когда происходило формирование этого поверхностного железистого слоя, вдоль побережий Новой Каледонии начали образовываться коралловые *рифы; на первой стадии их развития появились окаймляющие* рифы. Эти коралловые постройки могут служить надежным критерием высоких стояний уровня моря в периоды теплых межледниковий, особенно во время последнего эвстатического поднятия уровня Мирового океана (фландрская трансгрессия).

** Таким образом, это экзогеосинклиналь, по терминологии Кэя. — *Прим. Р. Фейрбриджа.*

** См. статью «Австралия». — *Прим. пер.*

Современный рифовый комплекс состоит как из растущих коралловых рифов (барьерных и окаймляющих), так и мертвых рифов, абрадированных и погруженных, а иногда поднятых наряду с калькаренированными лагунными формациями и древними дюнными образованиями (эолианитами). Последние в настоящее время сильно размыты и частично затоплены морем [Avias J., Coudray J., 1965]. На некоторых островах (Гюйон, Д'Антрекасто) кальканиты с поверхности фосфатизированы в результате отложения гуано морскими птицами.

Кроме рифового комплекса развиты также элювиальные, аллювиальные и береговые формации плиоценового и четвертичного возраста. Ныне некоторые из них расположены на относительно высоких уровнях. К ним относятся, например, монтмориллонитовые глины с гипсом из районов Оуа-Том и Тонтоута, залегающие на высоте 18 м над уровнем моря. В современных илах мангровых болот идут процессы образования кристаллов гипса, окремнения и формирования известковых конкреций [Avias J., 1960]. Вблизи устьев рек, пересекающих перидотитовые массивы, отмечаются железистые и металлоносные осадки, отлагающиеся в современных лагунах.

Кристаллические породы

Вулканические породы. В истории геологического развития острова установлено несколько вулканических циклов, в результате которых образовались: в девоне и перми — риолиты, в юре — титаномагнетитовые пески, в мелу — трахиты и риолиты, в палеогене — базальтовые андезиты и долериты. Вулканогенные формации неогена и четвертичного периода неизвестны.

Метаморфические и интрузивные породы. По степени метаморфизма пород на территории Новой Каледонии выделяются три различных участка: 1) западное побережье, где метаморфические породы отсутствуют; 2) центральная горная цепь и восточное побережье, где развиты слабо метаморфизованные породы; 3) северо-восточная оконечность острова с высокометаморфизованными породами.

В пределах второго участка метаморфизм выражен главным образом процессами серицитизации и хлоритизации. В результате метаморфизации пород третьего участка образовались слюдистые сланцы, альбитовые гнейсы и граниты, а также амфиболиты (в основном гранатсодержащие глаукофаниты). Эпидот и лавсонит особенно широко развиты в породах на северо-востоке.

В северной части острова могут быть выделены три подзоны метаморфизма: а) кристаллических сланцев, содержащих пумпеллиит; б) глаукофан-лавсонитовая и в) эпидот-глаукофановая. Две последние соответствуют зоне более высокого метаморфизма слюдяных сланцев (в понимании П. Юнга и А. Рокэ).

С точки зрения геохронологии считается, что слабый метаморфизм проявился в пределах Новокаледонской впадины под воздействием нагрузки вышележащих пород, которые только в конце юрского периода были вовлечены в тектонические подвижки. Этим можно объяснить присутствие галек метаморфических пород в конгломератах долины р. Конго, относящихся, по-видимому, к меловому возрасту. Особенно характерны проявления дислокационного метаморфизма, связанного со складкообразованием в период главного (альпийского) орогенеза. Ж. Авэ использовал эти данные для объяснения происхождения формации ультраосновных пород и их взаимосвязи с вулканогенно-осадочными породами основного состава. На первой стадии метаморфизма они подверглись хлоритизации и серпентинизации. На второй стадии эти породы были серицитизированы и «перидотизированы».

Кристаллические породы кислого состава, в том числе граниты, обнаружены лишь в нескольких местах. К ним относятся: а) двойной массив Каун, сложенный гранодиоритами, содержащими биотит и амфиболит, и окаймленный интрузией серпентинизированных перидотитов, в которых встречены чешуйки талька; б) массив Сен-Луи, прорывающий формации мелового-эоценового возраста и граничащий с ультраосновными породами. Этот массив сложен весьма неоднородными по составу известковощелочными гранитами, образовавшимися, возможно, в результате гранитизации осадочных пород, и являющимися более молодыми, чем ультраосновные породы.

Кроме гранитов в значительно меньшем количестве встречаются также диориты и гранодиориты, особенно вблизи перевала Амью; образование этих пород сопряжено с излияниями андезитовых лав.

Наибольший интерес вызывают обширные выходы ультраосновных пород, общая площадь которых составляет более 6000 км². Среди них преобладают гарцбургиты, саксониты и дуниты, довольно часто встречаются включения хромита, пироксенита, амфиболита или габбро, а также уенитов (габро, содержащих зеленый пижонит и оливин).

Изредка отмечаются также полевошпатовые породы (железомагнезиальные плагиоклазиты, диориты и даже пегматиты). В краевых частях крупных ультраосновных массивов часто наблюдаются серпентиниты, содержащие ксенолиты вмещающих пород.

Тектоника

Реликты девоно-пермского форланда, расположенного на восточной окраине «Тасмантии» и свидетельствующего о прошедшем позднегерцинском орогенезе, отмечаются в ряде мест между Муанду и зал. Сент-Винсент. Этот пологоскладчатый, большей частью нарушенный разломами комплекс сложен преимущественно граувакками. Форланд срезает ряд складчатых поясов претерпевшей орогению Новокаледонской геосинклинали. В конце юры здесь, по-видимому, проявилась относительно слабо выраженная первая фаза складчатости, сопровождавшаяся поднятием этой территории и вулканизмом основного состава.

Позднее в пределах этой же впадины, в период палеогенового осадконакопления, произошло поднятие складчатых кордильер, сопровождавшееся эрозией. В конце этого периода произошли также весьма значительные подводные вулканические извержения, предшествовавшие наиболее интенсивной фазе складчатости (олигоцен); последняя завершилась формированием ультраосновных комплексов, образовавшихся, по данным некоторых исследователей, в результате трещинных извержений [Routhier P., 1953].

По мнению других ученых [Avias J., 1949, 1967], они могли сформироваться в процессе метасоматоза основных вулканогенно-осадочных образований, за которым последовало внедрение ультраосновных пород, связанное с надвигообразованием широтного (в востока на запад) направления. Во всяком случае, пластины ультраосновных пород оказались надвинутыми на сохранившуюся часть Новокаледонского складчатого пояса. Позднее они наряду с другими породами были опрокинуты к западу, что сопровождалось складчатостью и чешуеобразованием. В результате тех же процессов в этот же период формировались брекчии и зоны дробления, которые обнаружены в основании и в средней части толщи ультрабазитов. Согласно наблюдениям А. Гонора, основанным на структурно-петрологических данных, орогеническая фаза в Новой Каледонии может быть подразделена по крайней мере на три подфазы.

Во время тектонических движений или сразу после их завершения сформировались основные разломы меридионального простирания, что привело к разделению Новокаледонской горной цепи на отдельные звенья и к превра-

щению наиболее приподнятых складок в гирлянды островов. Дифференциальные движения некоторых из звеньев бывшей цепи привели, очевидно, в конечном итоге к их воздыманию на самом юге рассматриваемой территории — южнее островов Униа, Пен и др.

Эти проявления блоковой тектоники явились основным фактором, контролировавшим рост коралловых рифов, на котором сказались также эвстатические колебания уровня Мирового океана.

На первый взгляд тектоническая схема рассматриваемого района относительно проста: центральная горная цепь в целом представляет собой антиклинорий, а районы к востоку и к западу от нее характеризуются преимущественно моноклинальным строением. Однако в деталях структура Новой Каледонии оказывается значительно более сложной благодаря наличию надвигов и блоковых дислокаций. Впрочем, такое сочетание характерно для всего Меланезийского региона, где основным определяющим фактором его строения является взаимодействие Австралийской и Тихоокеанской плит, но общая тектоническая картина осложняется наличием шести менее крупных плит, испытывающих постепенное вращение в направлении против часовой стрелки [Van der Linden W. J. M., 1969].

После завершения более молодых дифференциальных движений вся зона становится тектонически стабильной, о чем свидетельствует развитие коралловых рифов на едином уровне. Таким образом, Новая Каледония представляет собой полную противоположность соседнему поясу Новых Гебрид с характерными для него частыми землетрясениями и вулканическими извержениями.

Террасы нескольких уровней, образовавшиеся в связи с эвстатическими колебаниями Мирового океана, хорошо известные в Австралии, обнаружены также и у Новой Каледонии (террасы «Абролос» и «Перон» Р. Фейрбриджа). Побережья Новой Каледонии относятся к типу опускающихся, сформировавшихся в процессе подъема уровня океана в период фландрской гляциоэвстатической трансгрессии. На небольших участках отмечаются прогибания плейстоценовых террас [Launay J., Recy J., 1972].

Полезные ископаемые

Несмотря на свои небольшие размеры, Новая Каледония является одной из наиболее богатых полезными ископаемыми стран в мире. Помимо меди в пермских и линз каменных углей в верхнемеловых отложениях здесь имеются также линзовидные залежи марганцевых руд, часто связанных с радиоляритами в вулканогенно-осадочной толще палеогена. В плиоценовых и четвертичных формациях присутствуют скопления гипса. Нефтепроявления отмечены в отложениях эоцена, вблизи Коумака.

Наиболее важные месторождения полезных ископаемых приурочены, однако, к метаморфическим формациям, особенно в северо-восточной части острова, где в ультраосновных породах обнаружены никель, кобальт, хром и железо.

Таким образом, полезные ископаемые Новой Каледонии, как показано выше, условно подразделяются на две группы. Среди рудных ископаемых первой группы выделяется медь, встречающаяся в виде окисленных сульфидов в жилах либо вкрапленных руд («импрегнаций») в кристаллических сланцах. К настоящему времени добыто около 10 тыс. т меди. Свинец и цинк обнаружены в виде карбонатных и сульфатных руд. Извлечено из недр 3000 т свинца и 2000 т цинка. Золото встречено как коренное (включения в пиритсодержащих кварцевых жилах), так и в россыпях. Добыто 100 кг золота, главным образом на месторождении Ферн-Хилл. Известны также рудопроявления ртути, вольфрама, титана и молибдена.

Ко второй группе относятся рудные месторождения, на которых базируется практически вся экономика Новой Каледонии; по запасам этих месторождений она занимает одно из первых мест в мире.

Никель. Длительная история пенепленизации и латеритизации массивов ультраосновных пород продолжалась, по-видимому, с олигоцена или по крайней мере с миоцена. В результате этих процессов образовались очень богатые руды никеля, концентрировавшиеся главным образом в основании латеритной коры выветривания на контакте с неизмененными коренными породами. Кроме никеля эта твердая корка сложена почти исключительно окислами железа.

Минералы никеля представлены гидросиликатами типа никельсодержащего антигорита (гарниерита), большей частью зеленого цвета и различного внешнего облика (порошкообразный непуит или встречающийся в виде конкреций нумеит). Эти минералы образуются, как правило, в трещинах и зонах дробления вблизи контакта коренных пород с латеритами. Они импрегнируют также измененные перидотиты. Некоторое количество никеля встречается в виде рассеянных вкрапленников в гётите.

Среднее содержание никеля и кобальта в латеритах составляет 1,2%; при этом оно колеблется от 0,4 до 5% и более. Суммарное содержание никеля и кобальта в рудах, залегающих между основанием латеритной коры и коренными породами, может превышать 14%. Сульфиды и арсениды никеля известны и в перидотитах. Эти включения, однако, представляют лишь минералогический интерес (например, орселит).

Геоморфологические критерии формирования месторождений никеля были разработаны Ж. Авэ [Avias J., 1953]. По его данным, никелевые руды могут быть обнаружены только на пенепленизированной поверхности I цикла, где она срезается более молодыми поверхностями выравнивания. В таких участках в результате последующей эрозии возможно накопление мощного (до 30 м) слоя железистых латеритов, перекрывающего базальную зону богатой никелевой минерализации.

Руды никеля со времени их открытия в 1867 г. были добыты (компанией «Лё-Никéль») в количестве нескольких десятков миллионов тонн при содержании металла в руде более 3%. По запасам никеля Новая Каледония занимает первое место в мире; ежегодная его добыча превышает 30 тыс. т.

Кобальт. Сопутствующий никелю металл — кобальт — обнаружен в значительно меньших концентрациях среди железистых латеритов. Он встречается главным образом в небольших почковидных железистых конкрециях («стеклянная голова») синевато-черного цвета.

Хром. Все ультраосновные породы содержат в тех или иных количествах хромит, который при благоприятных условиях концентрируется в виде скоплений или линз. Примером может служить рудник Тиебаги, являющийся уже долгое время наиболее крупным месторождением хрома в мире.

Железо. Железистые латериты содержат огромные запасы железной руды, превышающие 15 млрд. т [Routhier P., 1953]. Руда представлена главным образом гётитом (в рыхлом поверхностном слое латеритов) и гематитом (в твердой железистой корке). Содержание железа в руде колеблется от 30 до 65% и более. Во всех железных рудах Новой Каледонии присутствует свыше 1% хрома, что снижает их качество с точки зрения металлургии.

Ж. Авэ, А. Гонор

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Arnould, A., 1958. «Etude géologique de la partie Nord-Est de la Nouvelle Calédonie», thesis, Paris.

Arnould, A., Avias, J., Routhier, P., 1953 et seq. Carte Géologique Coloriée au 1/100 000 de la Nouvelle Calédonie (en 10 feuilles). Paris: O. R. S. T. O. M. (avec notices).

Avias, J., 1949. «Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et les serpentines de Nouvelle Calédonie (secteur central)», Bull. Soc. Géol. France, Sér. 5, 19, 439—452.

Avias, J., 1953. «Contribution á l'étude stratigraphique et paleontologique des formations antécrétacées de la Nouvelle Calédonie centrale», Sci. de la Terre (Nancy), 1, 1—276.

Avias, J., 1960. «A propos des vases bariolées gypsifères actuelles de la Nouvelle Calédonie et sur la genèse des marnes bariolées salifères du Trias», Mem. B. R. G. M., Paris, no. 15, 615—622.

Avias, J., 1967. «Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonia massives», Tectonophysics, 4 (4—6), 531—542.

Avias, J., Coudray, J., 1965. «Sur la présence d'éolianites en Nouvelle Calédonie», C. R. Soc. Géol. France, 327—329.

Avias, J., Guerin, S., 1957. «Contribution á l'étude des faunes de céphalopodes permotriasiques de Nouvelle Calédonie Nautiloïdes et Ammonoïdes du Permien et du Trias Inférieur», Bull. Sérv. Mines, Géol. Nouvelle Calédonie, 1, 117—133.

Boureau, E., 1954. «Découverte du genre *Homoxylon* S a h n i dans les terrains secondaires de la Nouvelle Calédonie», Mem. Mus. Hist. Nat. (Paris), Sér. C, 3 (2), 129—143.

Colonna-Salard, M., 1964. «Contribution à l'étude de la Flore fossile de la Nouvelle Calédonie d'aprés des échantillons de bois minéralisés permotriasiques», Thése, Paris (in: Paleontographica).

Davis, W. M., 1925. «Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie», Ann. Géog., 34, 224—269, 332—359, 433—441, 521—558.

Deslongchamp, E., 1866. Documents sur la geologie de la Nouvelle Calédonie», J. Conchyl., Ser. 3, 6, 384.

Fairbridge, R. W., 1950. «Problems of Australian geotectonics», Scope (Univ. West. Austral.), 1 (5), 22—28.

Garnier, J., 1867. Essai sur là géologie et les ressources minerales de la Nouvelle Calédonie», Ann. Mines (Paris), Ser. 6, 12, 1—92.

Glasser, E., 1903—1904. «Rapport sur les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie», Ann. Mines (Paris), Sér. 10, 5, 503—520, 623—693.

Guillion, J-H., Routhier, P., 1971. «Les stades d'evolution et de mise en place des massifs des ultramafiques de Nouvelle Caledonie», Bull. B. R. G. M., Sér. 2, 4, 5—37.

Lacroix, A., 1942. «Les péridotites de la Nouvelle Calédonie, levrs serpentines et leurs gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent», Mém, Acad. Sci. (Paris), Ser. 2, 66, 1—143.

Launay, J., Recy, J., 1972. «Variations relatives du niveau de la mer et néo-tectonique en Nouvelle Calédonie au Pléistocéne supérieur et á l'Holocene», Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Ser. 2, 14 (1), 47—66.

Lillie, A. R., Brothers, R. N., 1970. «The Geology of New Caledonia», N. Z. J. Geol. Geophys., 13 (1), 145—183.

Linden, W. J. M., van der, 1969. «Rotation of the Melanesian complex and of West Antarctica — a key to the configuration of Gondwana?», Palaeogeogr., Palaeoclim, Palaeoecol., 6, 37—44.

Piroutet, M., 1917. Etude Stratigraphique sur la Nouvelle Calédonie, Thèse, Paris: Mâcon, 313 p.

Routhier, P., 1953. «Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama», Thèse, Mem. Soc. Géol. France (67).

Tissot, B., Noesmoen, A., 1958. «Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle Calédonie)», Inst. Fr. Petrol. Rev., 13 (5), 739—759.

НОВЫЕ ГЕБРИДЫ

Новогебридский архипелаг (около 80 островов) расположен в юго-западной части Тихого океана и вытянут в север-северо-западном направлении между 13—20° ю. ш. и 167—169,5° в. д. Общая площадь островной суши составляет 14,8 тыс. км² *. Подводный горный хребет, несущий эти острова, объединяет их с островами Санта-Крус. В геологическом отношении они входят в состав Новогебридской островной дуги, так же как вулканические острова Матью и Хантер, расположенные южнее.

Систематическая геологическая съемка архипелага была начата в 1959 г.; в настоящее время картирование почти всех островов завершено. Программа комплексного изучения Новых Гебрид предусматривает проведение гравиметрических, аэромагнитных, вулканологических и других исследований.

Морфоструктурная характеристика

Новогебридская островная дуга рассматривается в качестве структурного элемента Внешней островодужной системы, простирающейся от северного побережья Новой Гвинеи через Соломоновы острова и архипелаг Фиджи к островным цепям Тонга — Кермадек.

Новые Гебриды состоят из трех островных групп — западной, центральной и восточной. В состав западной группы входят два крупнейших острова — Эспириту-Санто и Малекула; восточной — острова Маэво и Пентекост; центральная группа — наиболее протяженная, к ней приурочено большинство вулканов, как потухших, так и проявлявших активность в недавнее время.

До сих пор нет единого мнения о морфологической связи между островными цепями Новогебридской и Тонга, предположительно соединяющимися хр. Хантер, который, изгибаясь, протягивается от южной части Новогебридского хребта через острова Фиджи к хр. Тонга. С. Кэри [Mitchell A. H., Warden A. J., 1971] назвал эту океаническую морфоструктуру «главной сигмоидальной флексурой» или «Фиджийским ороклином». Как считают другие исследователи, эти два подводных хребта (Новогебридский и Тонга) разделены поперечным разломом, а приуроченные к ним противоположно направленные островные дуги, составляющие когда-то единую структуру, сместились впоследствии в результате левосторонних сдвигов.

Новогебридский глубоководный желоб, примыкающий с запада к островной цепи Новых Гебрид, разделяется на северный и южный сегменты рядом подводных хребтов и впадин, являющихся восточным окончанием зоны разлома Д'Антркасто, протягивающимся к островам Эспириту-Санто и Малекула. Южный сегмент желоба, глубиной до 7570 м, в южной части образует северо-восточный изгиб. Расположенный севернее желоб Торрес срезает впадину Сан-Кристобаль под прямым углом и в свою очередь примыкает к пучине Джонсон, прослеживающейся от о. Малаита (Соломоновы острова) в северо-восточном направлении. На востоке относительно мелководное (не более 3000 м) Фиджийское плато, южный край которого ограничен хр. Хантер, отделяет Новые Гебриды от архипелага Фиджи.

Вулканизм и сейсмичность

Почти все действующие и недавно потухшие вулканы расположены в пределах центральной островной группы (рис. 1), по обе стороны которой протягиваются две более короткие цепи островов, сложенных относительно древними неогеновыми породами. Острова центральной группы весьма различны как по размерам, так и по форме. В ее состав входят как небольшие вулканы центрального типа с диаметром 4—5 км и временно приподнятые над уровнем

* Новые Гебриды 30 июля 1980 г. получили независимость, возникло новое государство Республика Вануату. — *Прим. пер.*

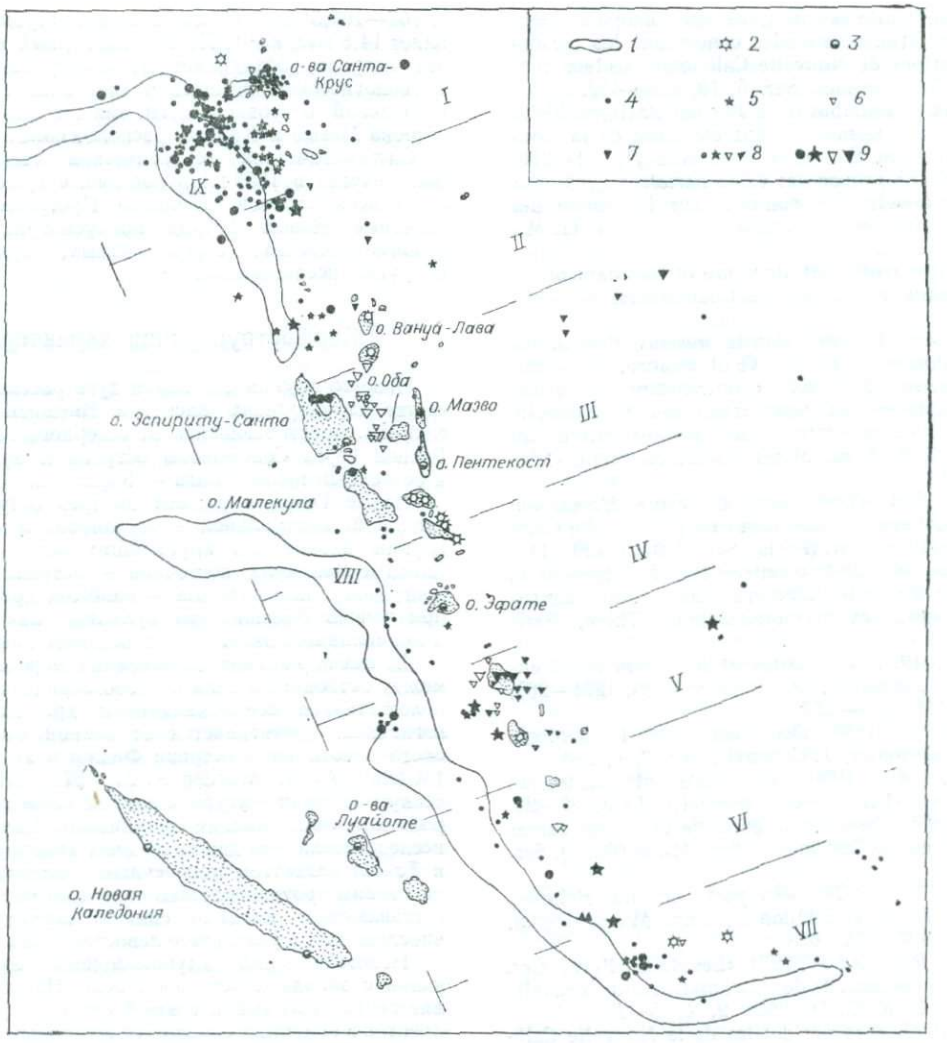


Рис. 1. Сейсмическая карта региона.

1 — изобата 4500 м; *2* — активные вулканы; *3* — сейсмостанции; *4—7* — очаги землетрясений (глубины, км): *4* — приповерхностные (<50), *5* — мелкофокусные (*5* — <100), *6* — среднефокусные (>100 ÷ <200), *7* — глубокофокусные (>200); *8—9* — магнитуды землетрясений *M*: *8* — <5, *9* — >5. *I—VII* — разломы (*I* — Санта-Крус, *II* — Банкс, *III* — Эспириту-Санто, *IV* — Эфате, *V* — Танна, *VI* — Луайоте, *VII* — Матью); *VIII—IX* — подводные желоба (*VIII* — Новогебридский, *IX* — Торрес).

моря подводные отмели типа Каруа, так и крупные кальдерные вулканы, например Амбрим и Оба, достигающие 30 км в диаметре.

На некоторых островах обнаружены выходы кислых и щелочных лав, подводные излияния которых происходили во время раннего, плиоценового (?), вулканизма. Высокоглиноземистые толеиты и базальты с подчиненными андезитами и лавами кислого состава — проявления более молодой вулканической деятельности четвертичного периода [Colley H., 1970]. Распространение анкарамитов и пикритовых базальтов, близких по составу к ультрамафическим породам, ограничено в основном о. Оба. Слабо щелочные базальты (подобные базальтам океанических вулканов гавайского типа) встречены на островах Оба, Амбрим и Эроманга. Извержение активного вулкана Ясоур на о. Танна сопровождается излиянием трахиандезитов, а вулканов островов Лопеви (в центральной части архипелага) и Банкс (на севере) — базальтов с высоким содержанием глинозема и толеитовых андезитов. В Новогебридской зоне Беньофа существенных различий в составе магматических пород, которые указывали бы на поступление магмы различных генерирующих уровней, не обнаружено, хотя в отдельных случаях отмечаются некоторые временные изменения состава лав.

Новогебридская островная дуга является частью вулканического пояса повышенной сейсмической активности. Большинство землетрясений в этом регионе приурочено к падающей на восток зоне Беньофа, протягивающейся под глубоководными желобами к западу от Новых Гебрид. В регионе преобладают мелкофокусные землетрясения, хотя часто отмечаются и среднефокусные; к глубинам 600—650 км приурочены группы глубокофокусных гипоцентров. Распределение сейсмической активности связано с различными скоростями поддвигания литосферы под островную дугу (по данным К. Ле-Пишона, со скоростью 8 см/год). Сейсмическая зона Новых Гебрид существенно отличается от сейсмических зон большинства островных дуг и имеет ряд особенностей. Согласно тектонике плит это можно объяснить искривлениями формы погружающейся литосферной плиты.

Взаимосвязь между глубокофокусными очагами землетрясений, более поздними толчками (афтершоками), возникающими на средних и малых глубинах, и последующими извержениями вулканов Лопеви и Гауа (Санта-Мария) была установлена Р. Блотом в 1966 г., однако для других активных вулканов такая закономерность еще не наблюдалась.

Гравиметрические аномалии Буге в районе Новых Гебрид являются составной частью системы положительных аномалий, как и аномалии дуги Соломоновых островов. Аномалии Буге, сравнительно низкие для западной островной группы (60 мгал над северо-западной частью острова Эспириту-Санто), достигают сравнительно высоких значений в пределах восточной цепи (210 мгал), где они отвечают ультраосновным интрузиям. Мощность корового слоя под Новогебридской островной дугой значительно уступает мощности обычной континентальной коры, и поэтому трудно предположить присутствие здесь реликтов древнего континента. Основание островов, по-видимому, представляет собой сложный комплекс вулканических, интрузивных и осадочных пород, перекрывающих деформированный слой нормальной океанической коры

Стратиграфия и тектоника

Западная островная группа. За исключением узкой зоны, сложенной пелагическими красными аргиллитами, наиболее древние образования этой группы представлены вулканокластическими породами, известняками и лавами раннего миоцена общей мощностью не менее 4000 м на о. Малекула [Mitchell A. H., 1966] и 3000 м на о. Эспириту-Санто [Robinson G. P., 1969]. Среди вулканогенно-осадочных пород преобладают туфоконгломераты и туфобрекчии; встречаются также кальцирудиты (обломочные известняки). С этими отложениями чередуются бескварцевые песчаники и калькаренитовые, содержащие раннемиоценовые фораминиферы, а также аргиллиты. Большинство осадков, по-видимому, приносилось мутьевыми потоками; некоторые подводные лавы представляют собой, очевидно, автокластические породы [Mitchell A. H., 1966; Robinson G. P., 1969]. Сходные андезитовые брекчии с прослоями морских туфов, также содержащих раннемиоценовые фораминиферы, слагают основание островов Торрес, расположенных к северу от о. Эспириту-Санто (рис. 2). Небольшие субвулканические тела микрогаббро и микрогаббро-диоритов, а также интрузии габбро-диоритового комплекса прорывают осадочные породы на островах Малекула и Эспириту-Санто. Вулканогенный комплекс представлен здесь главным образом породами андезитового ряда, однако базальты шире распространены на о. Эспириту-Санто, чем на о. Малекула.

Средне-, а возможно, и позднеэоценовый разрез вулканических лав, туфов, алевролитов и карбонатов, переслаивающихся с аргиллитами, калькаренитами и кальцилютитами достигает мощности 1500 м на о. Малекула и 3000 — на о. Эспириту-Санто. Этот разрез предположительно датируется средним эоценом. Породы в целом менее литифицированы, в меньшей степени нарушены разломами и залегают более полого, чем нижнемиоценовые, которые они перекрывают, возможно, с несогласием.

Восточная островная группа. Самыми древними здесь являются позднеэоценовые известняки, которые были размыты и переотложены; их обломки вошли в состав базальных нижнемиоценовых конгломератов на о. Маэво, где они ассоциируют с валунами дацитов и базальтов [Mitchell A. H., Warden A. J., 1971].

Подводные олигоценовые — раннемиоценовые андезиты и базальты большой мощности являются, по всей вероятности, самыми древними стратифицированными образованиями о. Пентекост. Базальтовые лавы и вулканокластические породы о. Маэво, а также вулканиты о. Пентекост, представленные преимущественно базальтами, накапливались в среднемиоценовую эпоху. Турбидитовые вулканогенные песчаники и алевролиты переслаиваются с лавовыми брекчиями в верхней части толщи, к кровле которой содержание осадочных пород в разрезе все более возрастает. На о. Маэво в них заключены обломки рифовых известняков; здесь вулканогенно-осадочные отложения перекрываются калькаренитами и кальцилютитами. На о. Пентекост отмечаются кальцилютиты с обильными планктонными фораминиферами, образовавшиеся за счет пелагических оозов, переслаивающихся вулканокластическим материалом. Осадочные породы различного состава в основном датируются постсреднемиоценовым возрастом. Вулканиты объединяются в свиту, сложенную обычными толеитами.

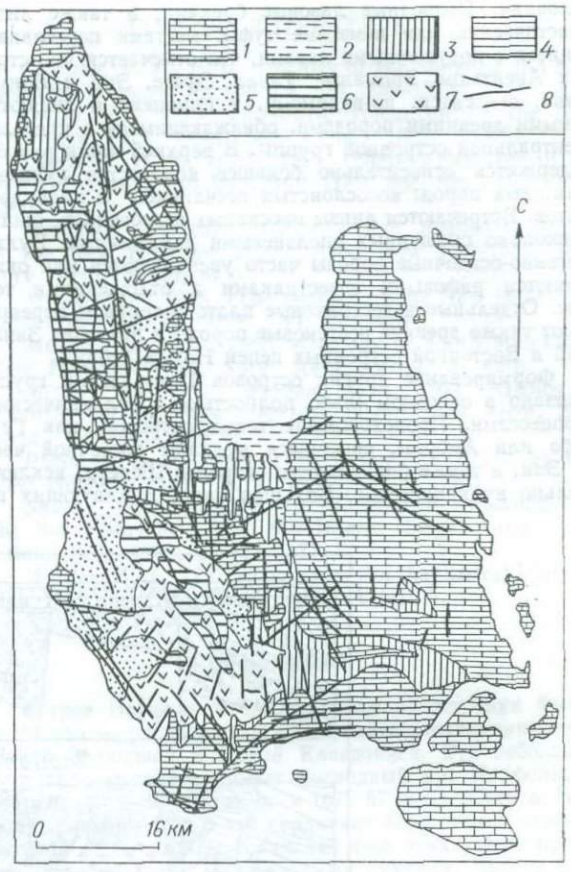


Рис. 2. Схематическая геологическая карта о. Эспириту-Санто.
1 — четвертичные отложения поднятых рифовых террас; *2* — плиоценовые кальцилютиты; *3* — раннемиоценовые — раннеплиоценовые осадки межрифовых впадин; *4* — чередование среднемиоценовых известняков, вулканитов, граувакк; *5* — раннесреднемиоценовые граувакки; *6* — рифовые комплексы того же возраста; *7* — олигоцен-среднемиоценовые вулканические и интрузивные породы; *8* — разломы.

За исключением немногочисленных даек на о. Маэво, интрузивные тела встречены только на о. Пентекост. Они включают серпентинизированные ультраосновные породы, внедрение которых, по-видимому, было обусловлено тектоническими процессами, а также габбро и нориты предположительно досреднемиоценового возраста.

Центральная островная группа. Здесь преобладают первичные либо вторично-измененные вулканогенные образования, как правило извергавшиеся в субаэральных

условиях. Подводные лавовые брекчии, а также литокластические или пемзовые туфы, местами переслаивающиеся с подушечными лавами, что отмечается на островах Анейтьюм, Эроманга, Танна, Эфате, Эпи и Вануа-Лава, относятся, по-видимому, к плиоцену и являются самыми древними породами, обнажающимися в пределах Центральной островной группы. В верхней части разреза содержится относительно большее количество вулканомиктовых пород: косослоистых песчаников и калькаренитов. Встречаются линзы массивных известняков, иногда несколько смещенных оползневыми движениями. Вулканогенно-осадочные породы часто увенчиваются или окаймляются рифовыми известняками и отложениями террас. Отдельные известняковые плато и террасы перекрывают также древние неогеновые породы в пределах Западной и Восточной островных цепей Новых Гебрид.

Формирование других островов Центральной группы связано в основном (либо полностью) с вулканическими процессами. Происхождение таких островов, как Гауа, Оба или Амбрим, сросшиеся вулканы восточной части о. Эпи, а также большинство островов Шеперд, исключительно вулканическое. Большая часть действующих или потухших вулканов сложена преимущественно пирокластическим материалом, в то время как наземные базальтовые потоки обычно приурочены к основаниям формирующихся субаэральных щитовых вулканов.

Малые интрузии, в основном дайки, широко развиты на некоторых небольших островах типа Паама или Эувозе, но, как правило, доля этих даек в общем объеме вулканоструктур невелика. Плутонические породы на поверхности не обнажаются, однако по данным магнитометрии под некоторыми вулканами можно ожидать присутствие неглубоко залегающих магматических камер [Malahoff A., 1970].

Структура

Структурные особенности большинства островов обусловлены разрывной сбросовой тектоникой; о тангенциальных движениях в региональном плане на этой территории данных не имеется. Подвижки по сбросам и воздымание блоков имели место почти на всем протяжении Западной островной группы в конце раннего миоцена и возобновились вновь в позднем миоцене и плиоцене.

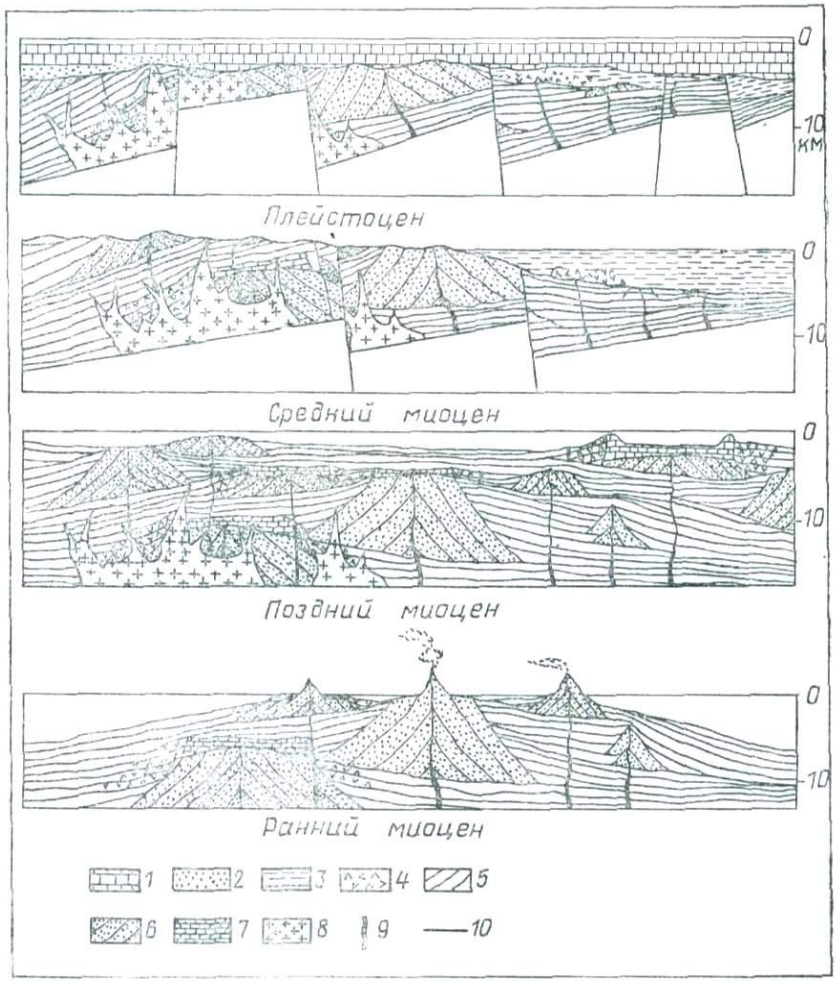


Рис. 3. Блок-диаграммы южной части о. Малекула (возможная история его геологического развития).

1—2 — плиоцен-плейстоценовая формация Уинтуа и известняки плато (*1* — рифовые известняки, *2* — известняковые песчаники); *3—4* — среднемиоценовая формация Форт-Сандвич (*3* — песчаники и аргиллиты, преимущественно эпикластические, *4* — рифовые и обломочные известняки); *5—8* — нижнемиоценовая группа Матануи (*5* — вулканокластические отложения, *6* — пирокластические, *7* — рифовые и обломочные известняки, *8* — роговообмановые диориты и андезиты); *9* — дайки клинопироксенсодержащих андезитов; *10* — разломы.

Образование грабена, наклонных террас и плато свидетельствует о блоково-глыбовых дислокациях, происходивших в плиоцен-четвертичное время [Mitchell A. H., Warden A. J., 1971]. Присутствие амфиболитов на о. Пентекост предполагает существование миоценовой фазы диастрофизма и метаморфизм пород. Наиболее ранние разрывные нарушения обусловили крутое падение доплиоценовых отложений. На о. Маэво отмечаются поднятия и разрывные нарушения в позднем миоцене — раннем плейстоцене. В пределах же Западной группы и на некоторых островах Центральной поднятые и наклоненные слои плейстоценовых известняков свидетельствуют о вертикальных тектонических движениях в четвертичном периоде. Максимальное воздымание в краевой части архипелага, со стороны Новогебридского желоба, фиксируется наклоном к востоку террас северного побережья о. Малекула и западных побережий островов Эспириту-Санто и Эфате (рис. 3).

Вулканические конусы образуют цепочки, протягивающиеся в двух направлениях: параллельно оси активной островной дуги либо почти перпендикулярно к ней [Warden A. J., 1967]. Эруптивные центры оказываются тем древнее, чем дальше они находятся от осевой линии вулканического пояса. Тектонический контроль вулканической деятельности, приуроченной к двум отчетливо выраженным структурным простираниям, подтверждается наличием дипольных магнитных аномалий, достигающих 1000 гамм и установленных над всеми основными вулканами Центральной группы, которые также характеризуются положительными гравитационными аномалиями Буге до 160 мгал [Malahoff A., 1970]. Главные вулканические центры приурочены к пересечению двух структурных направлений в районе островов Амбрим и Оба, где наиболее хорошо проявлены широтные линеаменты. В зоне, которую занимает сейчас Западная островная группа, вулканическая дуга образовалась в раннем миоцене, а Новогебридский желоб, по всей вероятности, располагался там, где в настоящее время протягивается Восточная островная цепь.

Изменение общего характера разрастания океанического дна в плиоцене, по-видимому, положило начало формированию современной системы желобов и островных дуг. Этим же можно объяснить несходство состава вулканических свит Западной и Восточной островных групп. Вулканы Центральной группы, ограничивающие зону Беньофа, продуцируют преимущественно породы толеитового состава, как это свойственно большинству других вулканических дуг.

Полезные ископаемые

Марганцевые руды встречены на островах Форари и Эфате, где они добывались в течение 1962—1968 г. Эти руды образовались в результате выщелачивания вулканогенных пород и были переотложены в зонах контактов с известняками; формирование залежей марганца связано также с латеритным выветриванием (о. Форари).

В микродиоритах о. Малекула были отмечены незначительные проявления халькопирита и других сульфидов. В некоторых плиоцен-четвертичных вулканитах обнаружены следы вторичной медной минерализации. Местами в пузырчатых лавах встречены скопления малахита.

Россыпное золото найдено в южной части о. Малекула, хром встречен на юге о. Пентекост; на обоих островах установлено присутствие сфалерита. Самородная сера обнаружена в пределах небольшого сольфатарного поля на о. Вануа-Лава (группа Банкс).

А. Дж. Уорден, П. Дж. Коулмен

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Coleman, P. J., 1970. «Geology of the Solomon and New Hebrides Islands», Pacific Sci., 24, 289—314.

Colley, H., 1970. «Andesitic volcanism in the New Hebrides», Proc. Geol. Soc. Lond., 1662, 46—51.

Luyendyk, B. P., et al., 1974. «Shallow structure of the New Hebrides Island Arc», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1287—1300.

Malahoff, A., 1970. «Gravity and magnetic studies of the New Hebrides Island Arc», New Hebrides Geol. Surv. Rept. (Vila), 67 p.

Mawson, D., 1905. «The geology of the New Hebrides», Linn Soc. N. S. W., Proc., 30, 400—484.

Mitchell, A. H. G., 1966. «Geology of South Malekula», New Hebrides Geol. Surv. Rept. (Vila), 3, 42 p.

Mitchell, A. H. G., Warden, A. J., 1971. «Geological evolution of the New Hebrides Island Arc», Geol. Soc. Lond., 127, 501—529.

Robinson, G. P., 1969. «The geology of North Santo», New Hebrides Geol. Surv. Rept. (Vila), 77 p.

Shutler, R., Jr., 1970. «A radiocarbon chronology for the New Hebrides», Proc. 8th Intern. Congr. Anthro. and Ethno. Sci., 1968, 3, 135—137.

Warden, A. J., 1967. «The geology of the Central Islands», New Hebrides Geol. Surv. Rept. (Vila), 5.

НОРФОЛК

Остров Норфолк и его спутники — островки Филип и Непеан — расположены на середине расстояния между Новой Зеландией и Новой Каледонией. Эта небольшая островная группа занимает подводный хр. Норфолк, ее координаты — 29° 05′ ю. ш. и 167° 57′ в. д. Остров Норфолк (размеры 5 × 8 км) ограничен береговыми клифами высотой от 50 до 90 м. Сплошная цепь этих утесов прерывается лишь тремя мелководными бухтами. Высота двух наиболее выдающихся вершин острова достигает 315 м. Почвы плодородные, климат умеренный; среднегодовая норма осадков 1100 мм.

Норфолк был открыт капитаном Дж. Куком в 1774 г. Вплоть до 1885 г. его территория использовалась в качестве места ссылки. С 1913 г. — колония Австралии.

По данным современных исследований [McDougall I., Aziz-ur-Rahman, 1972; Jones J. G., McDougall I., 1973], а также более старых работ [Hutton J. T., Stephens C. G., 1956 и др.], остров сложен преимущественно лавами оливиновых базальтов, переслаивающихся с туфами. Наиболее древние вулканические породы представлены лавовыми наслоениями, образующими до десяти покровов, залегающих почти горизонтально. Выходы их на поверхность отмечаются в восточной части острова. Абсолютный возраст этих лав согласно К — Ar-датировкам составляет 3,01—3,08 млн. лет, что соответствует позднему плиоцену. Остров в основном сложен лавами и в меньшей степени туфами — продуктами извержений соседних вулканов Маунт-Пит и Маунт-Бейтс за период 2,75—2,35 млн. лет назад. Наличие зон оплавленных пород в базальтах свидетельствует о том, что во время вулканических извержений уровень океана был близок к современному. Это явление отражает устойчивость хр. Норфолк на данной широте за последние 3 млн. лет.

Сопоставление результатов К — Ar-датировок и палеомагнитных измерений на о. Норфолк дает возможность уточнить возрастную границу между нормальной эпохой полярности Гаусс и обратной — Матуяма, а также уточнить возраст ивент полярности Мэмос и Кайена.

Четвертичные отложения окаймляют южное побережье о. Норфолк и слагают с поверхности соседний о. Непеан. Верхнеплейстоценовые известковые эолианиты перекрываются голоценовым комплексом лагунных черных илов

(с ископаемыми стволами норфолкских сосен *Araucaria heterophylla*) и пляжевых известковистых песчаников (калькаренитов).

Остров Филип расположен в 6 км к югу от о. Норфолк; размеры его 2 × 2 км, высота над уровнем моря 280 м. В связи с тем что много лет назад на острове в большом количестве развелись кролики и козы, в настоящее время он почти совершенно бесплоден. История вулканической деятельности на о. Филип повторяет таковую о. Норфолк. Кроме того, здесь обнаружены данные о предыдущей вулканической фазе, проявления которой отмечаются в виде включений туфов в нижнемиоценовых рифовых известняках [Coleman P. J., Veevers J. J., 1971].

Дж. Дж. Виверс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Coleman, P. J., Veevers, J. J., 1971. «Microfossils from Philip Island indicate a minimum age of Lower Miocene for the Norfolk Ridge, South-West Pacific», Search, 2 (8), 289.

Green, T. H., 1973. «Petrology and geochemistry of basalts from Norfolk Island», J. Geol. Soc. Aust., 20 (3), 259—272.

Hutton, J. T., Stephens, C. G., 1956. «The palaeopedology of Norfolk Island», J. Soil Sci., 7, 255—269.

Jones, J. G., McDougall, I., 1973. «Geological history of Norfolk and Philip Islands, southwest Pacific Ocean», J. Geol. Soc. Austral.

Laing, R. M., 1912. «Notes on the chief physiographic features of Norfolk Island», Trans. N. Z. Inst., 45, 323—326.

Linden, W. J. H. van der, 1971. «Western Tasman Sea geomagnetic anomalies», N. Z. Oceanograph. Inst. Misc. Ser. 19, 1 : 2 000 000.

McDougall, I., Aziz-ur-Rahman, 1972. «Age of the Gauss-Matuyama boundary and of the Kaena and Mammoth events», Earth Planet. Sci. Lett., 14, 367—380.

Speight, R., 1912. «On a collection of rocks from Norfolk Island», Trans. N. Z. Inst., 45, 326—331.

СОЛОМОНОВЫ ОСТРОВА

Соломоновы острова расположены в юго-западной части Тихого океана между 3—12° ю. ш. и 154—163° в. д. Общая протяженность их составляет около 1200 км. Несмотря на то что некоторые черты их геологического строения еще не нашли объяснения, этот архипелаг служит наглядным примером такого типа развития островных дуг, при котором преобладающими тектоническими движениями являются разрывные. Изучение Соломоновых островов многое дает для понимания структуры и происхождения юго-восточной части Тихого океана (рис. 1). Особенности их строения представляют значительный интерес в связи с «тасманийской» гипотезой опускания континентальных блоков («квазикратонов» по Г. Штилле) к востоку от Австралии. Эта гипотеза обсуждалась многими исследователями, в том числе Ж. Авэ, У. Бенсоном, Р. Фейрбриджем и М. Глесснером; ныне она является важным аспектом теории тектоники плит применительно к этому региону.

На северо-западе Соломоновы острова соединяются с архипелагом Бисмарка, включающим Новую Британию и Новую Ирландию. С Новой Гвинеей они связаны островной группой Лихир, в состав которой входит несколько

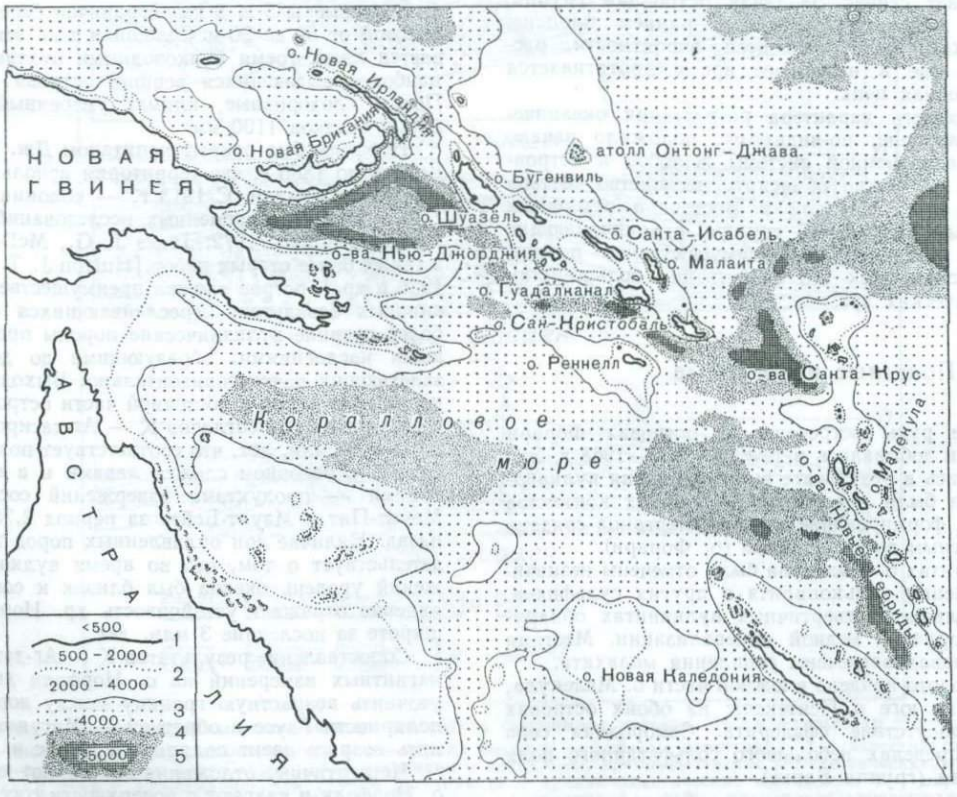


Рис. 1. Обзорная карта Соломоновых островов в юго-западной части Тихого океана.
Глубины (м): *1* — 500; *2* — 500—2000; *3* — 2000—4000; *4* — 4000; *5* — 5000.

небольших вулканических островков, сложенных базальтами; в геологическом отношении они являются частью Соломоновых. На юго-востоке рассматриваемый архипелаг ограничен крутопадающим разломом, отделяющим его от Новых Гебрид, сочленяющихся с островами Фиджи через дугообразный, выпуклый к востоку, подводный хр. Хантер.

Соломоновы острова представляют собой островную цепь, протягивающуюся к востоку от Новой Гвинеи в северо-западном направлении от 5° ю. ш. и 154° в. д. до 12° ю. ш. и 162° 30′ в. д.; общая площадь островной суши около 38 850 км². Большинство островов гористые, покрытые джунглями и малонаселенные. Горы в основном глыбовые, достигают максимальной высоты на о. Гуадалканал (пик Попаманаену — 2455 м). Острова преимущественно вулканического происхождения; имеются многочисленные вулканы, среди которых несколько действующих. Реки короткие, быстротекущие, как правило, следуют сбросовым долинам.

Соломоновы острова впервые открыл испанский мореплаватель Альвадо ди Менданья, однако вскоре они были забыты и вторично обнаружены уже около 200 лет спустя Луи де Бугенвилем. Менданья и его спутники впервые сообщили о якобы имеющихся на островах богатейших залежах золота, отсюда и название архипелага, говорящее о предполагаемых «сокровищах царя Соломона».

Северная часть архипелага — острова Бугенвиль, Бука, Ниссан и ряд атоллов — входит в состав государства Папуа — Новая Гвинея, остальная, бóльшая, часть — протекторат Великобритании *.

Рассматриваемый архипелаг состоит из двух островных цепей, замыкающихся на севере о. Бугенвиль (6250 км²), а на юге — о. Сан-Кристобаль (4500 км²). Острова северо-восточной цепи — Шуазёль (2450 км²), Санта-Исабель (4500 км²) и Малаита (3750 км²) — отделены узким прол. Те-Слот (Нью-Джорджия) от островов Шортланд, Нью-Джорджия (3250 км²), Расселл, Гуадалканал и Сан-Кристобаль, образующих юго-западную цепь.

Архипелаг расположен на подводном хребте, ось которого имеет слабо выраженную сигмоидальную форму. Глубина воды над центральной частью этого хребта, между островами Нью-Джорджия и Санта-Исабель, обычно не более 500 м. С юго-запада хребет ограничен Соломоновым желобом, а также желобом Сан-Кристобаль (глубиной около 7000 м). Соломонов желоб имеет дугообразную форму с выпуклой стороной, обращенной к Австралии; глубина его по большей части превышает 4000 м. Этот желоб включает пучину Планет (9140 м) и безымянную впадину глубиной более 5000 м у юго-западного побережья о. Гуадалканал. В центральной части Соломонов желоб рассекается подводным хр. Вудларк и, по-видимому, ограничивается с юга поперечным желобом Торрес, расположенным юго-западнее островной группы Санта-Крус, приблизительно в 350 км к востоку от о. Сан-Кристобаль. На северо-востоке Соломоновы острова отделены небольшой линейной депрессией от плато Онтонг-Джава, на котором расположены атоллы Онтонг-Джава, Капингмаранги и другие, и прослеживаются в направлении юго-восточной части Каролинского архипелага.

Вулканизм и сейсмичность

Всего лишь несколько вулканов на Соломоновых островах активны в настоящее время; к ним в первую очередь относятся Багана и Балби на о. Бугенвиль, а также подводный вулкан в группе Нью-Джорджия. Кроме того, имеется более 30 потухших вулканов с хорошо выраженными конусами и кратерами, наиболее ярким примером которых может служить вулкан Коломбангара (о. Нью-Джорджия). Кроме того, сохранились некоторые более древние вулканы, в значительной степени разрушенные эрозией. В целом вулканические центры образуют дугообразный пояс, обращенный выпуклой стороной к Австралии и простирающийся от северо-западной оконечности о. Бугенвиль к западной части о. Гуадалканал. Экструзивный комплекс представлен базальтами, андезитами и андезито-базальтами, причем более древние породы являются более основными по составу.

Сейсмичность района Соломоновых островов очень высока. Большинство землетрясений мелкофокусные, с очагами, расположенными не глубже 50 км, которые образуют довольно выдержанный пояс, протягивающийся вдоль северо-восточного борта Соломонова желоба. Средне- и глубокофокусные землетрясения сравнительно редки, за исключением района пучины Планет. Д. Дэнхем [Denham D., 1969] высказал предположение, что поверхность сейсмической активности (поверхность Беньофа) круто погружается на северо-запад, к Тихому океану, а в северо-восточной части сейсмического пояса эта поверхность ориентирована почти вертикально.

По сейсмическим данным мощность океанической коры в рассматриваемом районе варьирует приблизительно от 15 до 30 км, что подтвердилось результатами недавних гравиметрических исследований. В ходе последних, кроме того, установлены очень крупные положительные аномалии, с которыми связаны зоны высоких градиентов Δg. Соломонова дуга соответствует части системы положительных аномалий (прослеживающихся от Новой Гвинеи до островов Фиджи), которую впервые удалось обнаружить с помощью искусственных спутников Земли.

Стратиграфия и тектоника

По распределению типов пород и структурным особенностям Соломоновы острова можно подразделить на три провинции: Центральную, Вулканическую и Тихоокеанскую (рис. 2, 3).

Центральная провинция включает часть о. Бугенвиль, о. Шуазёль, юго-восточную половину о. Санта-Исабель, острова Флорида, Гуадалканал и бóльшую часть о. Сан-Кристобаль. На этой территории отмечаются обширные выходы мезозойских изверженных и метаморфических пород «комплекса основания», сложенного базальтовыми и андезитовыми лавами, сланцами зеленокаменной фации

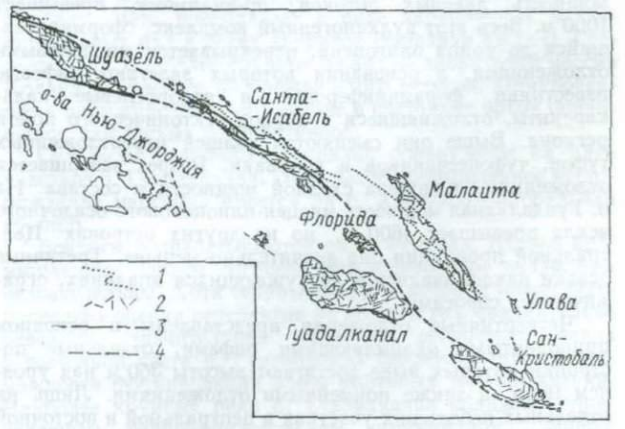


Рис. 2. Схематическая структурная карта Британских Соломоновых островов.

1 — оси складок; *2* — разрывные нарушения; *3* — главный региональный разлом; *4* — предполагаемая ветвь главного разлома.

* С 7 июля 1978 г. Соломоновы Острова — независимое государство, входящее в Содружество. — *Прим. пер.*

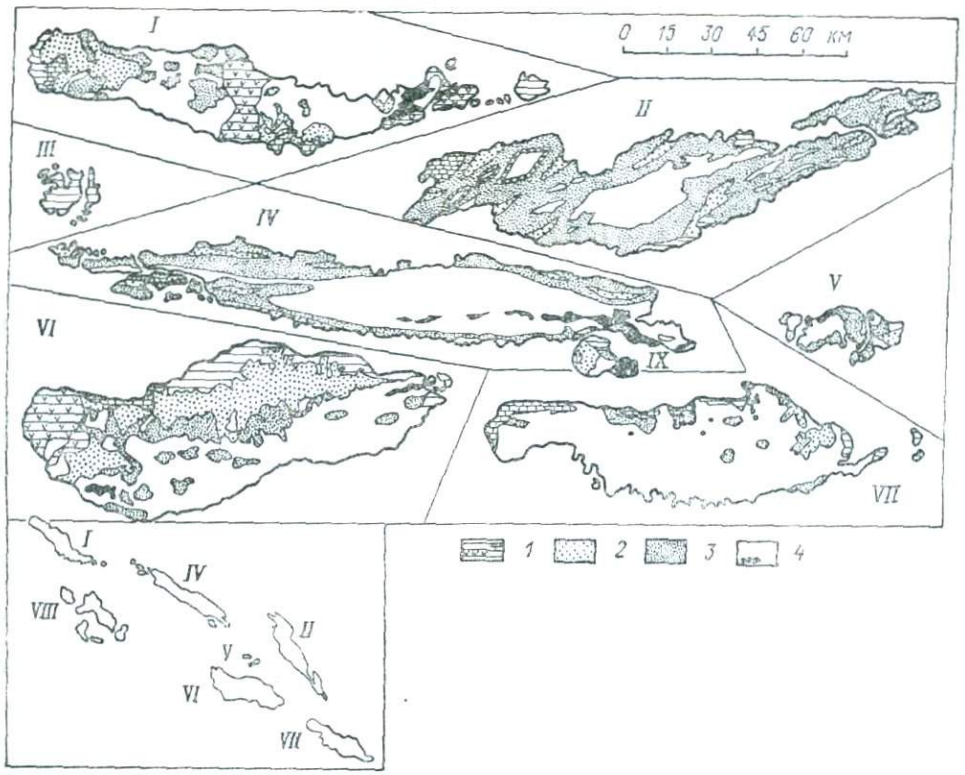


Рис. 3. Схематические геологические карты отдельных островов Соломонова архипелага.

1 — четвертичные образования (лавы, туфы, рифовые известняки, аллювий); *2* — плиоценовые известняки, вулканогенно-осадочные породы, в том числе вулканиты о. Нью-Джорджия; *3* — миоценовые известняки, субграувакки, вулканиты; в основании разреза о. Малаита верхнеэоценовые — олигоценовые вулканиты; *4* — домиоценовые породы (породы кристаллического основания — преимущественно андезиты, базальты, а также кристаллические сланцы, ультраосновные породы, реже долериты); черный цвет — ультрабазиты; *I*—*IX* — острова: *I* — Шуазёль, *II* — Малаита, *III* — Расселл, *IV* — Санта-Исабель, *V* — Флорида, *VI* — Гуадалканал, *VII* — Сан-Кристобаль, *VIII* — Нью-Джорджия, *IX* — Сен-Джордж.

и амфиболитами, серпентинизированными ультраосновными породами, а также габбро- и гранитоидами. Согласно калий-аргоновым определениям, сланцы о. Шуазёль были метаморфизованы в течение эоцена.

Среди базальтовых лав часто встречаются разновидности с подушечной отдельностью. В некоторых районах мощность лавовых потоков, по-видимому, превышает 1000 м. Весь этот вулканогенный комплекс, сформировавшийся до конца олигоцена, перекрывается миоценовыми отложениями, в основании которых залегают рифовые известняки, фораминиферовые и водорослевые кальканиты, отложившиеся в период тектонического покоя региона. Выше они сменяются толщей переотложенных туфов, туфопесчаников и граувакк. Разрез завершается отложениями плиоцена сходной мощности и состава. На о. Гуадалканал мощность миоцен-плиоценового осадочного чехла превышает 4600 м, но на других островах Центральной провинции она значительно меньше. Третичные осадки накапливались в погружающихся впадинах, ограниченных сбросами.

Четвертичные отложения представлены в основном приподнятыми окаймляющими рифами, отдельные постройки которых ныне достигают высоты 360 м над уровнем моря, а также пойменными отложениями. Лишь на отдельных небольших участках в центральной и восточной части о. Шуазёль и на западе о. Гуадалканал развит покров голоценовых вулканитов.

Для структуры Центральной провинции наиболее характерны разрывные нарушения; складки встречаются сравнительно редко. Различаются разломы трех основных направлений; два из них (80—100° и 145—148°) создают сложную систему взаимопересекающихся трещин «сетчатого» рисунка. Наиболее важной является третья система разломов с северо-восточным простиранием (45°); преобладают крутопадающие сбросы. На о. Гуадалканал в результате последовательного сбрасообразования сформировался асимметричный хребет ступенчатых гор Каво с крутым южным склоном.

Вулканическая провинция включает бо́льшую часть о. Бугенвиль, островные группы Шортланд, Нью-Джорджия, острова Борокуа, Расселл, Саво (с вулканом пелейского типа), а также самую западную часть о. Гуадалканал. За исключением нескольких потухших вулканов о. Шуазёль, в этой провинции широко распространены хорошо развитые вулканические конусы, некоторые из них являются активными. Группа островов Нью-Джорджия, в сущности, представляет собой скопление вулканических конусов, соединяющихся между собой лавовыми потоками. Лавы и пирокластические образования сложены преимущественно андезито-базальтами, возраст которых, по-видимому, не древнее плиоцена. Многие острова этой провинции окаймляются поднятыми коралловыми рифами; развитие их можно детально проследить в прибрежной зоне.

Вулканическую провинцию можно рассматривать как продолжение Центральной, сложенное относительно более молодыми породами.

В состав Тихоокеанской провинции входят о. Малаита и о. Улавун, а также северная часть о. Санта-Исабель и восточная о. Сан-Кристобаль. В основании вулканоген-

но-осадочного разреза провинции залегают базальтовые лавы мощностью более 1000 м. Среди базальтов часто отмечаются альнёитовые * разности. На о. Малаита лавовые потоки перекрываются 600-метровой толщей глубоководных органогенных пелитоморфных известняков, практически не содержащих терригенного материала. Из них наиболее древними являются верхние меловые известняки *с прослоями кремнистых сланцев. Выше залегают более* грубозернистые осадки, в которых отмечается возрастание содержания терригенного материала вверх по разрезу. Эти отложения без перерыва сменяются четвертичными. Вся толща почти 1200-метровой мощности испытала по сравнению с Центральной провинцией незначительные складчатые и разрывные нарушения. Относительно широкое распространение здесь получили складки каскадного типа **.

В менее мощных отложениях побережий островов Санта-Исабель и Сан-Кристобаль содержится значительно больше терригенного материала. Здесь не обнаружены породы «комплекса основания», развитые в Центральной провинции. Вполне возможно, что основание о. Малаита представляет собой отколовшуюся часть подводного плато Онтонг-Джава, расположенного северо-западнее, которое в позднетретичную эпоху переместилось в пределы архипелага в результате столкновения с платформой Соломоновых островов.

Тихоокеанская провинция отделяется от Центральной системой сдвиговых разломов, наиболее ярко выраженным структурным элементом которой является крупный надвиг, пересекающий юго-западную окраину о. Санта-Исабель *почти параллельно его оси. С этой системой разломов* связан также серпентинитовый пояс. Кроме того, известны менее обширные области развития ультраосновных пород, особенно на о. Гуадалканал, где они приурочены к другим крупным разломам: Марау (на востоке), Сута (в центральной части острова) и Гаузава (в его юго-западной части). Образование ультраосновных пород в рассматриваемой провинции началось, по всей вероятности, в позднеолигоценовую эпоху.

Атоллы, расположенные к северу от Соломоновых островов. Цепь гигантских атоллов, увенчивающая подводное плато Онтонг-Джава, расположена к северу от Соломоновых островов и протягивается субпараллельно последним. *В ее состав входят (с запада на восток) атоллы Килинанлау* (4° 50′ ю. ш., 155° 30′ в. д.). Тауу (4° 50′ с. ш., 157° 17′ в. д.), Онтонг-Джава, или Лорд-Хау (5° 20′ ю. ш., 159° 30′ в. д.), Нукуману (в 104 км к северу от атолла Онтонг-Джава) и Стьюарт (8° 28′ ю. ш., 162° 34′ в. д.). Только два атолла из этой группы в административном отношении относятся к британским Соломоновым островам.

Рост некоторых атоллов к настоящему времени прекратился, что привело к образованию песчаных отмелей, лишь на несколько метров возвышающихся над поверхностью *океана. Ни на одном из этих атоллов не обнаружены* продукты современного вулканизма.

Атоллы к югу от Соломоновых островов. Острова Реннелл и Беллона (расположенные приблизительно у 11° 30′ ю. ш. и 160° в. д.) являются прекрасными примерами поднятых атоллов. Особенно хорошо сохранился о. Реннелл, где можно наблюдать все основные элементы «классического» атолла; его кольцевой риф в настоящее время возвышается на 110 м над уровнем моря. Оба упомянутых выше острова располагаются на подводном основании — хр. Реннелл, соединяющемся с восточным окончанием Новой Гвинеи через архипелаг Луизиада и риф Поклингтон. В прошлом этот подводный хребет соединялся также с Новой Каледонией, расположенной юго-восточнее.

Острова в районе Новых Гебрид. Административно в состав рассматриваемого архипелага входят многочисленные острова, резко отличающиеся от Соломоновых в структурном отношении и расположенные вдоль Новогебридского подводного хребта. Наиболее крупная группа — острова Санта-Крус; на некоторых из них имеются действующие вулканы. Самый большой остров *этой группы — Ндени (диаметр 550 м), геологическое стро*ение которого сходно с таковым западной цепи Новых Гебрид (например, острова Эспириту-Санто).

Острова Дафф представляют собой цепочку небольших вулканических островов, сложенных базальтами; острова протягиваются от 10° ю. ш. в общем северо-западном направлении, в 80 км к северо-востоку от островов Санта Крус.

Острова Черри и Матре (у 12° ю. ш. и 170° в. д.) и Тикопиа (у 12° ю. ш. и 169° в. д.) расположены к востоку от главного острова группы Санта-Крус и круто воздымаются над океаническим дном, глубина которого в желобе Витязь достигает 5084 м. Эта цепочка базальтовых островков является структурной окраиной так называемого Меланезийского краевого плато; по-видимому, она была вовлечена в сложную систему левосторонних сдвигов. *Остров Тикопиа может служить хорошим примером* разрушенного взрывами вулканического конуса, однако в настоящее время признаки вулканической активности здесь практически отсутствуют.

Полезные ископаемые

Горная промышленность на Соломоновых островах находится еще на начальной стадии развития, и все же силами Геологической службы открыт ряд потенциально промышленных рудных месторождений. Золото обнаружено в горах Голд-Ридж (центральная часть о. Гуадалканал), где оно приурочено к кварцевожильному штокверку, связанному с экструзивными андезитами и импрегнировавшему вышележащие верхнемиоцен-плиоценовые отложения. Золотые россыпи, образовавшиеся за счет этого коренного источника, обнаружены в русловых отложениях некоторых соседних рек.

Руды никеля встречены в ассоциации с телами ультраосновных пород в западной части о. Шуазёль и Санта-Исабель. Медь преобладает в виде вкрапленных медно-порфировых руд в телах диоритов (западная часть о. Гуадалканал). Наиболее крупные из них — диоритовый массив Колоул у южного побережья этого острова. *Приуроченное к нему никелевое оруденение в настоящее время оцени*вается как весьма перспективное.

Сульфиды различных металлов обнаружены на ряде участков о. Гуадалканал. Небольшое промышленное месторождение марганца имеется на о. Ханесаво (Флоридская группа).

Бокситы разрабатываются на о. Реннелл, однако промышленные запасы согласно международным кондициям незначительны. Хотя территория, для которой может быть проведена оценка перспектив на нефть и газ, сравнительно *невелика, значительная мощность осадочного чехла* в восточной части о. Гуадалканал свидетельствует о возможности формирования здесь нефтяных месторождений. Наиболее крупные реки о. Гуадалканал обладают определенным гидроэнергетическим потенциалом. Залежи фосфатов обнаружены на о. Беллона, по-видимому, в промышленных количествах. На о. Бугенвиль (территория Папуа — Новой Гвинеи), установлено наличие очень крупного месторождения медно-порфировых руд (у Пан-

---

* *Альнёит — лампрофир, состоящий преимущественно* из оливина, слюды, авгита, мелилита, нефелина и граната. — *Прим. пер.*

** Каскадные складки формируются в результате гравитационных скольжений вдоль крыльев антиклиналей. — *Прим. пер.*

гуна), которые в настоящее время разрабатываются. Подсчитанные запасы этого месторождения составляют около 70 млн. т.

П. Дж. Коулмен

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Coleman, P. J., 1970. «Geology of the Solomon and New Hebrides Islands, as part of the Melanesian Re-entrant, Southwest Pacific», Pacific Sci., 24 (3), 289—314.

Coleman, P. J., ed., 1973. The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry. Nedlands: Western Australia Press, 675 p.

Denham, D., 1969. «Distribution of earthquakes in the New Guinea—Solomon Islands region», J. Geophys. Res., 74 (17), 4290—4299.

Halunen, A. J., Jr., 1973. «Heat flow in the western equatorial Pacific Ocean», J. Geophys. Res., 78 (23), 5195—5208.

Rose, J. C., Woollard, G. P., Malahoff, A., 1968. «Marine gravity and magnetic studies of the Solomon Islands», in: L. Knopoff, C. L. Drake, and P. J. Hart, eds., The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area, Washington, D. C., Am. Geophys. Union, 379—410.

Stanton, R. L., Bell, J. D., 1969. «Volcanic and associated rocks of the New Georgia Group, British Solomon Islands Protectorate», Overseas Geol. Mineral Res., 10 (2), 113—145.

Van Deventer, J., Postuma, J. A., 1973. «Early Cenomanian to Pliocene Deep-Marine Sediments from North Malaita, Solomon Islands», J. Geol. Soc. Aust., 20 (2), 145—150.

ТОНГА (ДРУЖБЫ) ОСТРОВА

Расположенный в юго-западной части Тихого океана, приблизительно в 645 м восточнее Фиджийского, архипелаг Тонга (Дружбы) * насчитывает в своем составе около 200 островов, большей частью необитаемых. Государственный строй — королевство. Острова представляют собой по большей части коралловые постройки, некоторые имеют вулканическое происхождение. Общая площадь архипелага около 670 км². Он вытянут в виде цепи в субмеридиональном север-северо-восточном направлении, между координатами 15—22° ю. ш. и 173—177° з. д.

Многочисленные низменные острова, составляющие этот архипелаг, не имеют ни рек, ни крупных ручьев (население использует грунтовые и дождевую воды). Количество атмосферных осадков, выпадающее ежегодно с мая по ноябрь, составляет в среднем 1675 мм. Острова часто подвергаются разрушительному воздействию ураганов. Климат для этих широт относительно прохладный.

Главный город королевства — Нукуалофа — расположен на о. Тонгатабу (Тонгатапу) **. За исключением известняков, используемых в качестве строительного материала, полезных ископаемых не обнаружено. Присутствие в почвах вулканического пепла способствует их плодородию, благодаря чему Тонга экспортирует различные виды сельскохозяйственной продукции, в том числе копру и бананы.

* Получивший это название после посещений его капитаном Куком в 1773 и 1777 гг. — *Прим. автора.*

** «Священный Тонга». — *Прим. пер.*

Структура архипелага и вулканической островной дуги

Структурное положение архипелага Тонга определяется его приуроченностью к восточной окраине Меланезийской геотектонической провинции, где он расположен с внутренней стороны «андезитовой линии». Острова Тонга протягиваются в виде двух параллельных «островных дуг» (имеющих прямолинейные очертания). Внешняя (восточная) образует так называемый невулканический пояс, отмеченный над уровнем моря коралловыми островами и рифами (наиболее крупные — Тонгатабу, Хаапаи, Вавау), внутренняя — вулканический пояс — представлена островами Тофуа, Као, Лате, Фалкон и др. Несколько в стороне расположен о. Ниуафооу, лежащий западнее главного (вулканического) пояса. Этот вулкан сложен современными лавами [Somerville B. T., 1896], имеет кратерное пресноводное озеро. Лавы базальтовые, очень характерные по составу. Изучением их занимались Р. Фейрбридж, Г. Стюарт мл. [Fairbridge R. W., Stewart H. B., Jr., 1960] и другие исследователи. Как правило, вулканы группы островов Тонга характеризуются андезитовыми, базальто-андезитовыми и дацитовыми лавами и являются бездействующими. Исключение составляет сравнительно активный вулкан Фалкон, где развиты дацитовые лавы. Там периодически отмечаются извержения, причем остров то воздвигается над поверхностью океана, то вновь исчезает (в результате погружения или размыва).

В пределах внутренней дуги в течение каждых четырех лет происходит в среднем одно извержение. Кроме того, имеют место менее значительные проявления подводного вулканизма. Вулканы приурочены к кулисообразно расположенным трещинам, ориентированным вдоль северо-восточного простирания желоба Тонга таким образом, что

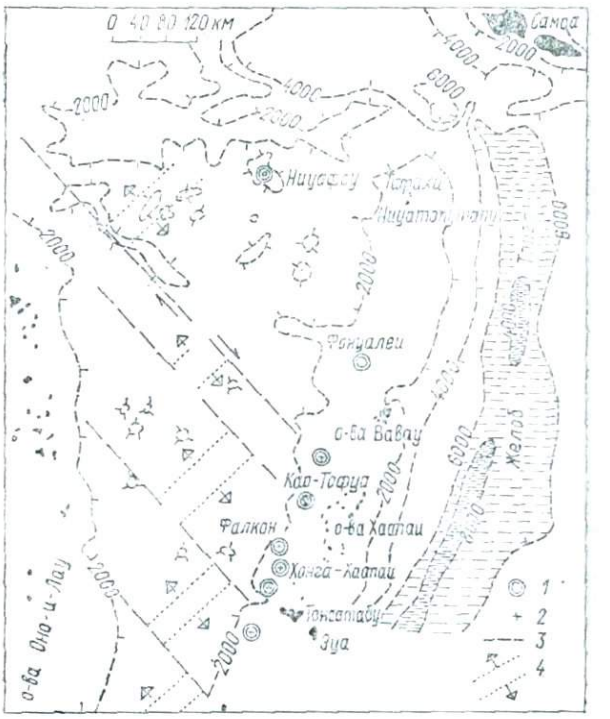


Рис. 1. Карта островов Тонга и действующих вулканов [Schofield J. C., 1967].

1 — действующие вулканы; *2* — подводные вулканы; *3* — трансформные разломы [Sclater e. a., 1972]; *4* — оси разрастания морского дна; штриховые линии — изобаты в метрах.

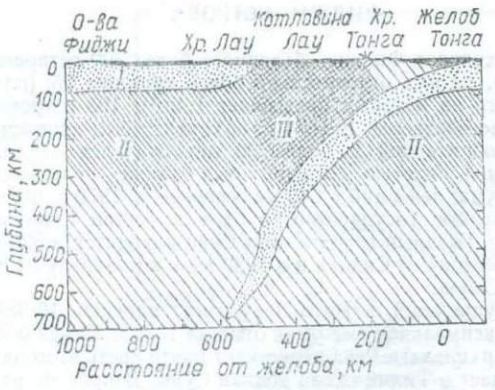


Рис. 2. Схематический поперечный разрез островной дуги Тонга по сейсмическим данным [Barazangi M., 1971].

I — больших затуханий; *II* — малых затуханий; *III* — особенно малых затуханий; крап — литосферные плиты и зоны.

они раскрываются при правостороннем сдвиге, связанном со всей высокосейсмической системой «Новозеландский Альпийский разлом — желоб Тонга», и стремятся закрыться под воздействием широтного (с востока на запад) сжатия, обусловленного субдукцией Тихоокеанской коровой плиты («Западный дрейф»). Вулканический пояс протягивается в 200 км к западу от оси желоба Тонга (рис. 1).

Наиболее древние породы архипелага Тонга, представленные доверхнеэоценовыми базальтами и уралитизированными габбро, обнаружены на о. Эуа, расположенном на крайней восточной оконечности островной цепи, т. е. наиболее близко к желобу. По-видимому, центры извержений постепенно перемещались в западном направлении. Из этого следует, что понятие «андезитовая линия» — динамичный термин, иными словами, положение ее может изменяться с течением времени [Karig D. E., 1970]. Лавы вулканических островов исключительно бедны калием и другими щелочами и обогащены железом [Bryan W. B. e. a., 1972]. Сходный состав имеют породы подводного хр. Лау (архипелаг Фиджи).

Благодаря разветвленной сети сейсмических станций на островах Тонгатапу, Фиджи, Самоа и Раротонга (архипелаг Кука) была изучена природа одной из наиболее значительных в мире зон субдукции (рис. 2), приуроченной к желобу Тонга (включая пучину «Хоризон» глубиной 10 881 м), — ключевой для понимания процессов «новой глобальной тектоники» [Barazangi M. e. a., 1972].

Область коры, расположенная между архипелагом Тонга и Австралийским материком, согласно терминологии геотектонистов (вслед за Г. Штилле), является «квазикратонной», т. е. частично океанической, частично сиалической, с консолидированными поясами промежуточной мощности. Возраст пород, слагающих такие пояса, не древнее палеозоя. Примером может служить Новая Каледония, где отмечено чередование этих консолидированных (сиалических) поясов и молодой океанической коры. Участок коры, расположенный непосредственно к западу от Тонга, — это котловина Лау, представляющая собой четко ограниченную депрессию треугольной формы, отделяющую дугу Тонга от подводного хр. Лау.

Для котловины Лау характерно присутствие многочисленных, диагонально расположенных небольших подводных хребтов и впадин, которые в южной ее части имеют северо-восточное простирание, а на севере поворачивают к северо-западу, образуя изгиб между островами Ниуафооу и Фиджи, где наиболее заметная структура известна под названием хр. Пегги.

По мнению Д. Карига [Karig D. E., 1970], котловина Лау является структурой растяжения, заполненной океанической корой в течение последних 10 млн. лет. В результате детальных исследований Дж. Склейтера [Sclater J. G., 1972] была выявлена кулисообразная структура котловины Лау, представленная пересечениями осей разрастания океанического дна с пятью трансформными разломами северо-западного простирания, наиболее крупный и активный из которых выражен в рельефе хр. Пегги.

Геология невулканических островов

Тонгатабу — самый большой остров в южной группе архипелага Тонга. Размеры его составляют 40 × 16 км, площадь 427 км². Наиболее высокая отметка над уровнем моря 68 м. В сущности, это поднятый коралловый остров, где представлен слой 6—8-метровой мощности палагонитизированных обломков вулканических продуктов, образовавшихся в результате ритмичных выбросов раскаленной лавы («огненный фонтан») и залегающих несогласно на коралловых известняках. Наличие такого слоя обломков свидетельствует о том, что в плейстоцене вблизи острова происходили вулканические извержения. В наши дни туфы, разрушенные эрозией, большей частью превратились в богатую, плодородную почву. Особенность, совсем не характерная для коралловых островов!

Известняки представляют собой типичный коралловый риф-рок плиоцен-плейстоценового возраста, образующий рифовую платформу, слегка наклоненную на север. Довольно часто наблюдаются промоины, возникающие под воздействием крупных морских волн на уровнях 1,5—4,5 м; кроме того, отмечаются бенчи, врезанные в известняки на отметках 30, 45 и 60 м, особенно на южном побережье острова. Вдоль этого побережья отсутствует барьерный риф, и рассеченный бороздками склон внешнего края узкой рифовой платформы (риф-флета) круто обрывается к относительно глубокой воде. У Нуколо, где ширина риф-флета составляет 30 м, он покрыт крустификационными кораллами; здесь развиты окаймляющие водорослевые террасы. Поверхность рифовой площадки всегда влажная, поскольку она испещрена карстовыми пустотами («каналами продувания»). Хорошо выраженные волноприбойные пещеры и гроты развиты вдоль южного побережья на уровнях 5 и 30 м.

Несмотря на многочисленные землетрясения, остров характеризовался относительной стабильностью почти на всем протяжении позднего плейстоцена, поскольку бóльшая часть его поднятых берегов и морских бенчей, очевидно, соответствует мировым гляциоэвстатическим уровням.

Остров Эуа вытянут с севера на юг на 20 км при ширине 7 км и возвышается над уровнем моря до 350 м. Эуа уникален для рассматриваемого региона, во-первых, благодаря участию в его строении интрузивных пород и, во-вторых, из-за наличия на нем слоя с хорошо сохранившимися морскими окаменелостями эоценового возраста, легко отделяющимися от своей туфовой матрицы.

Остров Эуа начал формироваться в эоцене как подводный вулкан, отложивший андезитовые, риолитовые и дацитовые лавы и туфы ниже уровня моря. Большинство вулканических пород, слагающих остров, — плотные лавы, хотя в незначительных количествах представлены и подушечные лавы, и пепловые туфы. Над уровнем океана обнажаются также породы дайкового комплекса. Здесь обнаружены доплиоценовые морские туфы трех разных возрастных групп. Это же установлено для известняков; следует отметить, что все известняки — фораминиферовые и водорослевые. В плиоцене остров оказался поднятым приблизительно на 350 м над уровнем моря; именно тогда началось отложение первых рифовых известняков.

В результате тектонических и гляциоэвстатических процессов имело место поднятие территории, что привело к образованию хорошо выраженных, приподнятых и наклоненных рифов о. Эуа, свидетельствующих также об эпохе повторного затопления в позднем плиоцене и раннем плейстоцене. Береговые линии, соответствующие мировым эвстатическим уровням, представлены на отметках 30, 8, 3,5, 1, и 0,5 м соответственно. Наклоненные террасы могут быть прослежены до высоты 230 м [Hoffmeister J. E., 1932]. Речная эрозия была незначительна в связи с наличием карстовых воронок в известняках, слагающих остров. Волновая абразия, развивавшаяся, по-видимому, вдоль древнего сбросового уступа, сыграла главную роль в формировании гигантского морского клифа у восточного побережья, высотой более 300 м. Складки обычно встречаются в более мягких породах-туфах.

Центральную часть архипелага Тонга образует группа Хаапаи, находящаяся вне островной дуги. Почти все острова этой группы низменные и представляют собой поднятые коралловые рифы. Согласно полевым данным Р. Фейрбриджа, они образовались предположительно в позднем плейстоцене.

Северная группа Вавау состоит из более древних коралловых островов. У одного из них, Талау, отмечены наклоненные террасы приблизительно на уровнях 127, 85 и 45 м; у о. Моунга-Лава они расположены почти в той же последовательности на отметках 157, 109 и 45 м соответственно.

Г. Т. Стирнс, Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barazangi, M., et al., 1971. «Lateral variations of seismic wave attentuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga Island arc», J. Geophys. Res., 76 (35), 8493—8516.

Bryan, W. B., et al., 1972. «Geology, petrography, and geochemistry of the volcanic islands of Tonga», J. Geophys. Res., 77 (8), 1566—1585.

Eade, J. V., 1971. «Tonga bathymetry», N. Z. Oceanogr. Inst., Ocean. Chart. Ser., *1 : 1 000 000.*

Eade, J. V., 1972. «Ha'apai bathymetry», N. Z. Oceanogr. Inst. Chart., Island Ser., 1 : 200 000.

Ewart, A., Bryan, W. B., 1972. «Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 3281—3298.

Fairbridge, R. W., Stewart, H. B., Jr., 1960. «Alexa Bank, a drowned atoll on the Melanesian Border Plateau», Deep-Sea Res., 7, 100—116.

Hoffmeister, J. E., 1932. «Geology of Eua, Tonga», Bernice, P. Bishop Mus. Bull., 93, 93 p. Contains chapters by Alling and Whipple.

Karig, D. E., 1970. «Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system», J. Geophys. Res., 75, 239—254.

Schofield, J. C., 1967. «Notes ov the geology of the Tongan Islands», N. Z. J. Geol. Geophys, 10 (6), 1424—1428.

Sclater, J. G., et al., 1972. «Crustal extension between the Tonga and Lau Ridges: petrologic and geophysical evidence», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 505—518.

Snow, P. A., 1969. *Bibliography of Fiji, Tonga and* Rotuma. Miami: Univ. Miami Press.

Somerville, B. T., 1896. «Account of a visit to Niuafou, South Pacific», Geogr. J., 7, 65—71.

Talwani, M. I., et al., 1961. «Gravity anomalies and crustal section across the Tonga Trench», J. Geophys. Res., 66 (4), 1265—1278.

Tarling, D. H., 1966. «The paleomagnetism of the Samoan and Tongan Islands», Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 10 (5), 497—513.

ФИДЖИ ОСТРОВА

Архипелаг Фиджи объединяет более 300 островов (рисунок), из них относительно более крупных 95 (площадь каждого из которых превышает 1 км²); 108 островов постоянно обитаемы. В 1874 г. архипелаг был аннексирован Великобританией и более 90 лет считался английской колонией, частью которой был также полинезийский о. Ротума, лежащий в 640 км севернее. С 1970 г. Фиджи — независимое государство, входит в состав Содружества (брит.). Главный город и порт Сува находится в 3200 к северо-востоку от Сиднея и в 1230 км к юго-западу от Западного Самоа.

Крупнейший о. Вити-Леву имеет площадь 10 384 км², его максимальная высотная отметка 1323 м. Самая большая река архипелага Рева пересекает почти треть этого острова и впадает в Тихий океан вблизи Сувы. Второй по размеру остров Вануа-Леву также характеризуется гористым рельефом; здесь протекает несколько довольно больших рек. Высота многих горных вершин на островах Вити-Леву, Вануа-Леву и Тавеуни превышает 900 м; 16 других островов возвышаются над уровнем моря до 700 м. Наиболее крупные острова преимущественно вулканические, ряд небольших островов сложен исключительно известняками. В пределах островной группы Лау (Восточной) распространены коралловые атоллы.

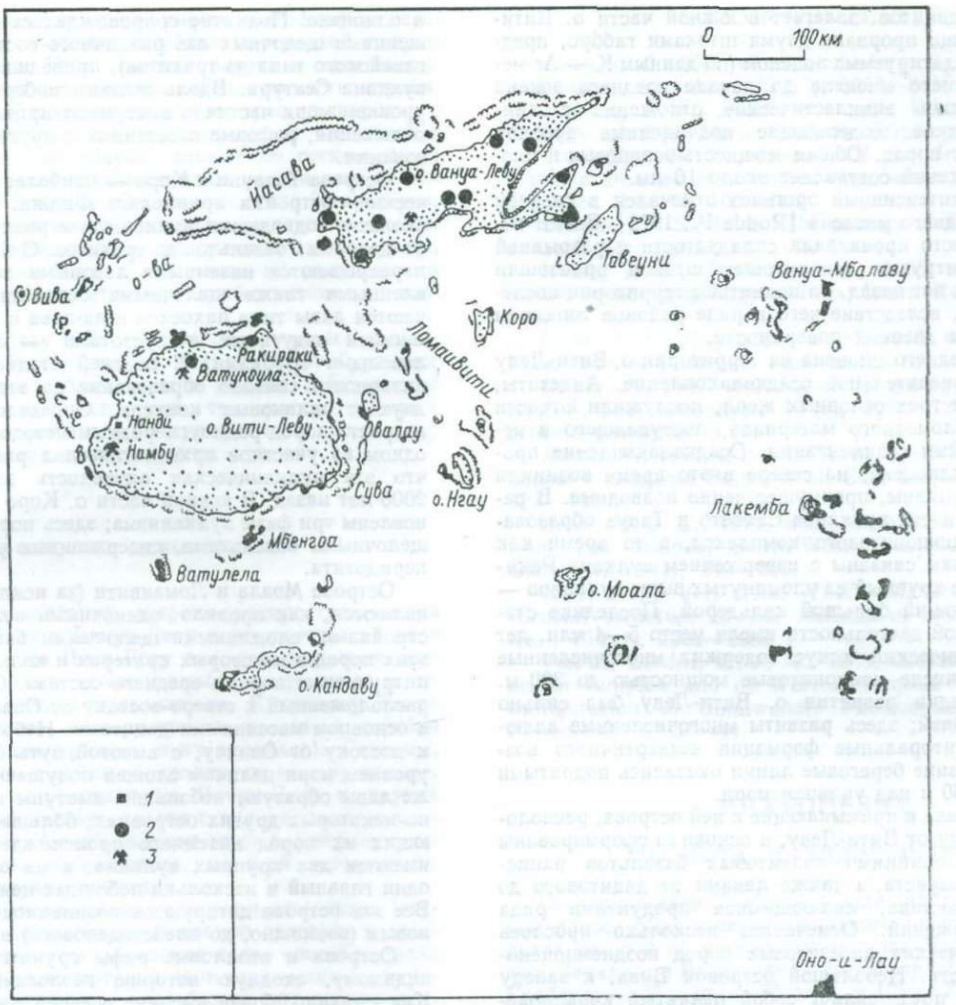
Климат тропический, однако не очень жаркий. Имеются два периода — влажный и сухой, соответствующие лету и зиме Южного полушария. На Вити-Леву и Вануа-Леву отчетливо выделяются сухая и влажная климатические зоны, хорошо распознающиеся по характеру растительности: на северо-западных склонах развит травянистый покров, в то время как юго-восточные большей частью залесенные. Годовое количество осадков в сухих зонах этих островов (а также островных групп Йасава и Оно-и-Лау) составляет в среднем 1700 мм; во влажных зонах оно варьирует от 3000 (например, в районе Сувы 3200 мм) до более 6500 мм в горных областях. Среднегодовая температура составляет 20—30° С.

Систематическое геологическое картирование было начато в 1957 г. Геологической службой Фиджи, и в настоящее время съемкой не охвачен только один о. Кандаву.

Структурное положение архипелага

Тектонические движения в районе островов Фиджи характеризуются значительной сложностью. Обобщенную структурную схему региона представил К. Чейз [Chase C. G., 1971]. По его данным, Фиджийское подводное плато является относительно горячей и приподнятой областью океанической коры, расположенной между северным окончанием желоба Тонга — Кермадек и южным окончанием Новогебридского желоба. Зона разломов Хантер изгибается к востоку от последнего и затухает у островов Фиджи. Весь этот регион располагается между Тихоокеанской и Австралийской плитами. При этом следует учитывать, что Тихоокеанская плита перемещается в западном направлении относительно Австралийской со скоростью около 10 см/год. Архипелаг Фиджи находится вблизи так называемой «точки тройного сочленения», в которой сходится шесть небольших плит Меланезийского региона.

Островные дуги Тонга и Новых Гебрид, по-видимому, были непосредственно связаны друг с другом, образуя единую структуру в начале третичного периода. В процессе развития трансформного разлома его северная часть (в настоящее время Новые Гебриды) отделилась от южной (ныне Тонга). Вулканическая деятельность, в результате которой сформировался цоколь островов Фиджи, по всей вероятности, была связана с этими тектоническими процессами. Остальные разломы развились позднее, и в ряде мест произошло разрастание океанического дна.



Схематическая карта архипелага Фиджи.

1 — города; *2* — некоторые вулканические центры; *3* — рудные месторождения.

Часть *Фиджийского подводного плато, к западу от* платформы Фиджи *, была сформирована в течение последних 10 млн. лет, а в результате разрастания океанического дна за последние 5 млн. лет хр. Лау отделился от хр. Тонга. Это области воздействия чрезвычайно мощного теплового потока. Вполне возможно, что кроме перемещения Австралии и Меланезии имело место вращение против часовой стрелки района о. Вити-Леву, в результате чего в настоящее время платформа Фиджи оказалась ограниченной с севера активным трансформным разломом [Van der Linden W. J. M., 1969]. Бóльшая часть территории островов Фиджи находится в сейсмичной зоне.

К северу от Фиджийского плато находятся область развития рифов, а также подводная возвышенность со сложным рельефом, известная под названием Меланезийского краевого плато [Fairbridge R. W., Stewart H. B., 1960]. На этом плато заметны следы левостороннего сдвига и блоковой тектоники. Образовавшиеся в результате этого горсты и подводные горы увенчаны коралловыми рифами. Некоторые из них (например, банка Алекса) представляют собой погруженные атоллы.

* «Платформой Фиджи» автор называет подводное вулканическое основание островов Фиджи. — *Прим. пер.*

Меланезийское плато обрело свое современное положение в результате перемещения Тихоокеанской плиты, составной частью которой оно является. Это плато более древнее по возрасту, чем любой участок океанического дна, примыкающий к нему с юга. Вполне возможно, что в меловой период оно возвышалось над уровнем моря, представляя Тихоокеанский архипелаг. К нему приурочены более молодые вулканические острова, в том числе Ротума. Старая гипотеза о недавнем расчленении «Меланезийского континента» (Архео-Фиджи) безнадежно устарела.

Геологический очерк и стратиграфия

Вити-Леву — древнейший остров архипелага Фиджи. *Наиболее древние из обнаруженных здесь пород обна*жаются в его западной части (к юго-западу от Нанди) и представлены позднеэоценовыми вулканитами андезитового ряда, а также фораминиферовыми известняками. Они прорваны тоналитовым штоком, возраст которого составляет 33 млн. лет [McDougall I., Duberall R. F., Rodda P., 1968]. Мощная толща лавовых потоков и вулканокластических пород, варьирующих по составу от толеитовых

базальтов до дацитов, залегает в южной части о. Вити-Леву. Эта толща прорвана двумя штоками габбро, предположительно датируемых эоценом (по данным К — Ar-метода). От раннего миоцена до начала среднего эоцена аккумулировались эпикластические отложения с линзами известняков, содержащие подчиненные прослои вулканических пород. Общая мощность эоценовых и миоценовых отложений составляет около 10 км.

Наиболее интенсивный орогенез отмечался в среднем и в начале позднего миоцена [Rodda P., 1973]. В этот период имели место проявления складчатости и разрывной тектоники. Интрузии тоналитовых штоков произошли от 11 до 8 млн. лет назад. За поднятием территории последовала эрозия, вследствие чего в ряде районов тоналиты обнажились на дневной поверхности.

В конце позднего миоцена на территории о. Вити-Леву имело место значительное осадконакопление. Андезиты, излившиеся из трех основных жерл, послужили отчасти источником обломочного материала, поступавшего в некоторые бассейны седиментации. Осадконакопление продолжалось в плиоцене; на севере в это время возникли базальтовые вулканы, преимущественно подводные. В результате активности вулканов Самбето и Тавуа образовались породы шошонитового комплекса, в то время как базальтовые лавы связаны с извержением вулкана Ракираки. Наиболее крупный из упомянутых выше вулканов — Тавуа, обладающий большой кальдерой. Последние стадии его активной деятельности имели место 5—4 млн. лет назад. Вулканический конус содержит многочисленные силлы, в том числе монцонитовые мощностью до 300 м. На зрелой стадии развития о. Вити-Леву был сильно расчленен эрозией; здесь развиты многочисленные аллювиальные и литоральные формации четвертичного возраста. Его древние береговые линии оказались поднятыми на высоту до 60 м над уровнем моря.

Группа Йасава и примыкающие к ней острова, расположенные к западу от Вити-Леву, в основном сформированы подводными излияниями толеитовых базальтов раннемиоценового возраста, а также лавами от дацитового до риолитового состава, являющимися продуктами ряда центров извержений. Отмечается несколько прослоев вулканокластических андезитовых пород позднемиоценового (?) возраста. Небольшой островок Вива, к западу от Вити-Леву, представляет собой поднятый кораллово-водорослевый риф, образовавшийся, по-видимому, в плейстоцене.

Остров Ватулеле (расположенный южнее Вити-Леву) сложен рифовыми известняками (поднятыми и наклоненными), среди которых обнаружен небольшой участок вулканических пород базальтового состава, по-видимому, шошонитов. Остров Мбенга, лежащий восточнее Вити-Леву, представляет собой одиночный щитовой вулкан Гавайского типа, образовавшийся в результате наземных излияний базальтов шошонитового комплекса, предположительно плейстоценовых. Кандаву и острова его группы — почти исключительно вулканические. Как полагают, сформировавшие их лавы поступали из восьми главных центров извержений; некоторые лавы базальтовые, но бо́льшая их часть характеризуется средним составом.

Остров Вануа-Леву сложен главным образом подводными лавовыми потоками и вулканогенно-обломочными породами миоцена. На большей части острова развиты толеитовые базальты и основные андезиты, а дациты встречаются в его северо-восточных районах. Отмечается около десяти главных центров извержения. Широко распространены некки, сложенные гиперстеновыми и роговообманковыми андезитами. От некоторых из них к осадочным бассейнам спускаются шлейфы обломочных пород. Выделяются два основных бассейна седиментации, больший из которых — Ндрекети — расположен к северу от горы Кази. Основные тектонические нарушения произошли в плиоцене. Поднятие сопровождалось наземными извержениями щелочных лав различного состава (от базальтов гавайского типа до трахитов), приведшими к образованию вулкана Сеатура. Вдоль южного побережья острова над уровнем моря частично выступают приподнятые пляжевые отложения, рифовые известняки и другие береговые образования.

Острова Тавеуни и Коро — наиболее молодые вулканические постройки архипелага Фиджи. Ядро о. Тавеуни сложено подводными вулканитами различного состава — от щелочных базальтов до трахитов. Они по большей части перекрываются наземными лавовыми потоками, представленными также щелочными базальтами. Часто встречаются лавы типа пахоехое и аа-лава с хорошо сохранившимися вздутиями и пустотами — так называемыми лавовыми трубками. С поздней стадией вулканической активности связано образование на этих островах более двухсот шлаковых конусов. Определение абсолютного возраста пород радиоуглеродным методом, проведенное на одном из участков археологических раскопок, показало, что эта вулканическая активность закончилась менее 2000 лет назад. В южной части о. Коро также были установлены три фазы вулканизма; здесь породы представлены щелочными базальтами, содержащими редкие включения перидотита.

Острова Моала и Ломаивити (за исключением о. Коро) являются, как правило, одиночными вулканическими постройками, сложенными щелочными базальтами; помимо этих пород в некоторых кратерах и кальдерах отмечаются интрузивные породы среднего состава. Остров Наингани, расположенный к северо-востоку от Овалау, сформирован в основном массивными дацитами. Небольшой о. Вакауа, к востоку от Овалау, с высотой чуть больше 180 м над уровнем моря целиком сложен подушечными лавами. Эти же лавы образуют небольшие выступы над уровнем моря на некоторых других островках, бо́льшая же часть слагающих их пород наземного происхождения. На о. Нгау имеются два крупных вулкана, а на о. Овалау отмечен один главный и несколько побочных центров извержения. Все эти острова датируются позднемиоценовым и плиоценовым (возможно, до плейстоценового) возрастом.

Острова и атолловые рифы группы Лау имеют, по-видимому, сходную историю геологического развития. Как правило, более высокие острова сосредоточены в северной и западной частях группы. Наиболее молодые породы обнаружены на южных островах группы, а наиболее древние — у ее северного окончания. Коралловые атоллы встречаются в основном на востоке архипелага. Начальный период вулканической деятельности (по имеющимся данным) ознаменовался образованием безоливиновых базальтов, андезитов и небольшого количества дацитов. В течение раннего миоцена аккумулировалась толща известняков, которая встречается на большинстве островов. После незначительного периода эрозии на ряде участков произошли извержения оливиновых базальтов; на двух островах они перекрываются известняками миоцен-плиоценового возраста. Вануа-Мбалаву — единственный остров, где представлены все четыре упомянутые выше формации.

Поднятые плейстоценовые кораллово-водорослевые рифы обнаружены на ряде островов в южной части группы, где достигают (о. Фуланга) высоты 27 м над уровнем моря [Ladd H. S., Hoffmeister J. E., 1945]. Значительно более высокий известняковый риф (233 м), описанный на о. Тувута, может быть с полным основанием отнесен к раннему миоцену [Schofield J. C., 1971]. Базальты предположительно плейстоценового возраста встречены на одном о. Манго в северной части группы, а на некоторых островах сохранились следы значительного погружения, которое предшествовало среднеголоценовому поднятию до 2 м.

Остров Ротума, расположенный у 12° 30′ ю. ш. и 177° 05′ в. д., вытянут в длину на 12 м и имеет площадь

47 км². Он окружен барьерным рифом, отстоящим от береговой линии на 1—10 км; глубина внутренней лагуны достигает при этом 50 м. Лавовые потоки и слои подчиненных обломочных пород слагают бóльшую часть острова. Излияния происходили, очевидно, из трещин широтного простирания, в результате чего сформировалось лавовое плато. Вулканические конусы, сложенные стекловатыми туфами и агломератами, возвышаются над ним приблизительно на высоту до 260 м. Отмечается около 20 кратеров, у основания которых иногда наблюдаются лавовые трубки. Все породы, обнажающиеся на дневной поверхности, представлены базальтами, в том числе их оливиновыми разностями предположительно плейстоценового возраста.

На о. Вануа-Леву в 25 пунктах обнаружены термальные источники. Некоторые из них образуют бурлящие грифоны, а иногда наблюдаются и активно действующие гейзеры. Термальные источники, температура которых меньше 100° С, встречены в 15 пунктах на о. Вити-Леву и в некоторых местах на пяти других островах.

Полезные ископаемые

Рудная минерализация широко распространена на островах Вити-Леву и Вануа-Леву и встречается на ряде других островов. На Вити-Леву эта минерализация связана главным образом с миоценовыми интрузиями и отчасти с более молодым вулканизмом. К вулкану Тавуа приурочены важные месторождения золота и серебра (представленные теллуридами этих металлов). Разломы, секущие кальдеры, и дайки контролируют это оруденение. Минерализация, встреченная на Вануа-Леву и других островах, большей частью связана с вулканическими центрами извержения. Месторождение меди в северо-восточной части острова образовалось, по всей вероятности, за счет вулканических эманаций.

Обнаружены многочисленные залежи вторичных марганцевых руд, которые большей частью залегают в известняках; по-видимому, карбонатная среда способствовала осаждению минералов марганца из поверхностных и грунтовых вод. На поверхности платобазальтов, в юго-западной части о. Вануа-Леву, образовались бокситовые залежи. На некоторых островах группы Лау обнаружены фосфориты — оолитовые или конкреционные; встречаются также фосфатные глины.

Первое место по добыче среди других полезных ископаемых архипелага Фиджи принадлежит золоту с 1932 г., когда месторождение Маунт-Кази на о. Вануа-Леву дало 9,67 кг этого металла. До 1946 г. на этом руднике было добыто 2040,1 кг золота и 147,7 кг серебра. Золотой прииск Тавуа в районе Ватукоула на о. Вити-Леву начал эксплуатироваться с 1933 г. К концу 1971 г. здесь добыли более 95 510 кг золота и 31 475 кг серебра. В настоящее время годовая продукция этого месторождения составляет в среднем около 3100 кг золота и 900 кг серебра.

В прошлом важное значение в горной промышленности Фиджи имела добыча марганца. Так, например, за период с 1949 по 1969 г. было экспортировано 161 906 т марганцевой руды. Месторождение Намбу на о. Вити-Леву разрабатывалось почти в течение всего этого времени, в результате чего оно было выработано почти на две трети. Магнетитовые валуны общим весом 57 850 т были собраны в качестве железной руды за период с 1957 по 1963 г. Незначительное количество медных руд было добыто из нескольких небольших месторождений. В настоящее время проводится подводная разведка цветных металлов и нефти у берегов архипелага.

П. Родда

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Chase, C. G., 1971. «Tectonic history of the Fiji plateau», Bull. Geol. Soc. Am., 82 (11), 3087—3110.

Duberal, R. F., Rodda, P., 1968. Bibliography of the Geology of Fiji. Suva: Oceania Printery, 81 p.

Fairbridge, R. W., Stewart, H. B., Jr., 1960. «Alexa Bank, a drowned atoll on the Melanesian border plateau», Deep-Sea Res., 7, 100—116.

Gardiner, J. S., 1898. «The geology of Rotuma», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 54 (213), 1—11.

Houtz, R. E., Philips, K. A., 1963. «Interim report on the economic geology of Fiji», Econ. Rept. Geol. Surv. Fiji, 1.

Ladd, H. S., Hoffmeister, J. E., 1945. «Geology of Lau, Fiji», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 181.

Rodda, P., 1967. «Outline of the geology of Viti Levu», N. Z. J. Geol. Geophys., 10 (5), 1260—1273 (with color-printed geological map).

Rodda, P., 1973. «Fiji», in: A. M. Spencer, ed., Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 4, 425—432.

Schofield, J. C., 1971. «Note on high sea-level evidence from Lau Islands, South-West Pacific», N. Z. J. Geol. Geophys., 14 (1), 240—241.

Shor, G. G., Jr., Kirk, H. K., Menard, H. W., 1971. «Crustal structure of the Melanesian area», J. Geophys. Res., 76 (11), 2562—2586.

Van der Linden, W. J. M., 1969. «Rotation of the Melanesian complex and of West Antarctica — a key to the configuration of Gondwana?» Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 6, 37—44.

МИКРОНЕЗИЯ

ГИЛЬБЕРТА И ЭЛЛИС ОСТРОВА

Островные цепи Гилберта и Эллис приурочены к широкой полосе общего северо-западного простирания, в пределах которой протягиваются острова Маршалловы, Уоллис, Западное и Восточное Самоа. Координаты архипелага Гилберта — 3° с. ш. — 3° ю. ш. и 173—177° в. д.; острова Эллис расположены южнее: 5—11° ю. ш., 176—179° в. д. Обе островные группы принадлежат Великобритании *.

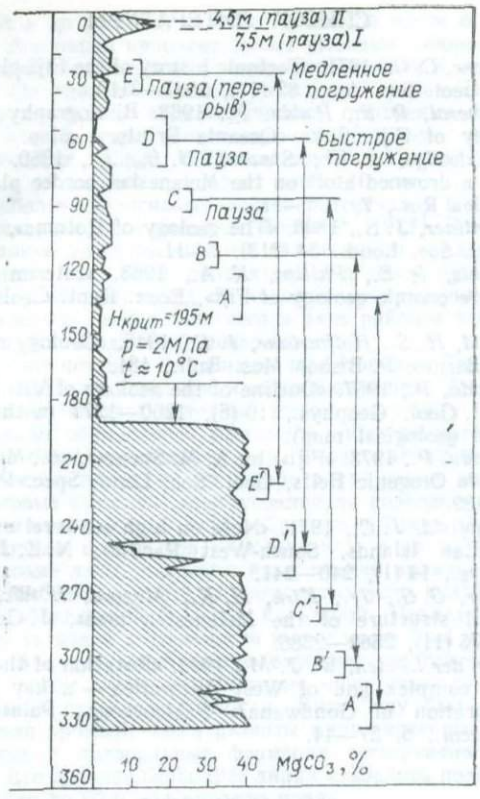
В состав архипелага Гилберта входит также одиночный остров Ошен (Банаба), лежащий в 500 км западнее (см. ниже). Наиболее хорошо изучен атолл Тарава, где разыгралось одно из наиболее яростных сражений второй мировой войны в Тихом океане.

Цепь Гилберта состоит из 11 атоллов и 5 коралловых островов, лишенных лагун [Agassiz A., 1903]. Глубина лагун атоллов уменьшается в южном направлении [Nugent L. E., 1946]. В состав островной группы Эллис входят только атоллы различных размеров — от 2 до 20 км в диаметре. Наиболее крупный из них — Фунафути, его кольцевой барьерный риф увенчан тридцатью островками.

Атолл Фунафути приобрел широкую известность в научном мире после того, как там начали бурить разведочные скважины. Это были первые глубокие скважины, пройденные на атоллах. Основной целью буровых работ, осуществленных Британским Королевским обществом (Лондон), была проверка гипотезы Ч. Дарвина о происхождении атоллов [Sollas W. T., 1904; David T. W. E., Sweet G.,

---

* Вместо бывшей английской колонии Гилберта образовано независимое государство — республика Кирибати с административным центром г. Тарава. Острова Эллис ныне — независимое государство Тувалу с административным центром Фунафути. — *Прим. пер.*



Изменение содержания $MgCO_3$ с глубиной в интерпретации Ройлинга по материалам бурения на атолле Фунафути [Fairbridge R. W., 1957].

I — ранние (эвстатические) колебания уровня океана; *II* — современные колебания уровня океана; *A'—E'*; *A—E* — плейстоценовые колебания уровня океана.

1904]. Самая глубокая скважина прошла в теле рифа 345 м. Керн, полученный на Фунафути, был тщательно изучен; результаты этих исследований широко обсуждались.

Вскрытый бурением разрез представлен обломочными коралловыми известняками, фораминиферовыми песками и карбонатными отложениями лагуны. Нижняя часть толщи коралловых известняков (от глубины 193 м) почти полностью доломитизирована. Верхняя часть (0—66 м) включает арагонитовый материал, заметно выщелачивающийся книзу, содержание которого в этом направлении уменьшается. В среднем интервале разреза (66—193 м) установлены важные минералогические изменения, обусловленные химическим взаимодействием с морской водой [Schmalz R. E., 1956]. Р. Фейрбридж, вслед за Удлафтом и Ройлингом, высказал предположение, что доломитизация известняков была частично обусловлена давлением вышележащих пород на биогенные, богатые магнием карбонаты кальция метастабильных лагунных отложений; вследствие этого происходило замещение первичного кальцита доломитом. Пористость окружающих и подстилающих пород рифового каркаса способствовала диагенетическому воздействию на известняки морских вод, с которыми поступали дополнительные количества магния (рисунок).

Имеются и другие представления о характере этого процесса. Полагают, что он связан с испарением лагунных вод, приводящим к миграции сверху вниз тяжелых сверхсолевых растворов, присутствие которых обусловливает доломитизацию при достижении некоторого критического давления на определенной глубине (около 200 м). Критическая глубина выражена обычно достаточно резко, но не следует забывать, что она не всегда соответствует современному уровню моря.

Обращает внимание (рисунок), что $MgCO_3$, содержание которого в верхней части разреза в основном меньше 5%, в нижней его части, с глубины 195 м, присутствует, как правило, в количестве около 40%. Минимальные значения содержаний $MgCO_3$ всегда совпадают с отметкой 195 ± 6 м, т. е. с предполагаемой границей доломитизации. Минимальное содержание $MgCO_3$ соответствует, по-видимому, периодам наиболее быстрого погружения, а максимальное — периодам относительной устойчивости или медленного погружения атолла. Необычные пики на глубине 1,35 и 2,6 м отвечают установленным низким стояниям уровня океана в раннем голоцене.

По данным сейсморазведки МОВ Т. Гэскелл и Дж. Суоллоу [Gaskell T. F., Swallow J. C., 1954] установили, что абрадированная вершина вулканического конуса — основания атолла Фунафути — находится в настоящее время на глубине 760 м. Согласно теории спрединга морского дна и данным палеомагнитных измерений океаническая кора в этом районе может быть раннемелового, а вулканический конус — позднемелового возраста. По всей вероятности, выше залегают третичные пелагические карбонатные породы, как на атолле Эниветок. Верхние 520 м разреза представлены коралловыми отложениями, по-видимому, в основном четвертичного возраста. Упомянутые выше исследователи пришли к выводу, что погружение Фунафути обусловлено изостатическим опусканием коры вследствие давления вышележащих вулканических и осадочных пород. Поскольку погружение этой территории не было непрерывным, по мнению автора, оно связано с последовательными, но неравномерными смещениями полюса и Тихоокеанской плиты в третичное время. Относительное перемещение полюса происходило от Центрально-Тихоокеанского квадранта, обусловливая поднятие уровня Мирового океана в этих широтах.

Остров Ошен (0° 52′ ю. ш., 169° в. д.), занимающий изолированное положение в группе Гилберта, представляет собой поднятый коралловый атолл, венчающий вершину подводной вулканической горы. Высота острова над уровнем моря 81 м; на нем обнаружены залежи фосфоритов. Подъем острова происходил неравномерно, с образованием слабо наклоненных террас, разделенных крутыми уступами. Находки зубов акул в известняках, обнажающихся на поверхности острова, свидетельствуют о их позднетретичном возрасте [Owen L., 1923]. Отложение фосфатов проходило в течение одного или нескольких периодов низкого стояния уровня Мирового океана. Мощность фосфоритов, залегающих на неровной поверхности коралловых холмов, составляет в среднем 15 м. Остров окружен современным окаймляющим рифом.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Agassiz, A., 1903. «The coral reefs of the tropical Pacific», Bull. Mus. Comp. Zool., 28, 1—410.

David, T. W. E., Sweet, G., 1904. «The geology of Funafuti», The Atoll of Funafuti. London: Roy. Soc., Coral Reef Comm., Sec. 5, 61—124.

Ellis, A. F., 1936. Ocean Island and Nauru. Sydney.

Fairbridge, R. W., 1950. «Recent and Pleistocene coral reefs of Australia», J. Geol., 58, 330—401.

Fairbridge, R. W., 1957. «The dolomite question», Regional Aspects of Carbonate Deposition, Soc. Econ. Paleontologists, Spec. Publ. 5, 125—178.

Gaskell, T. F., Swallow, J. C., 1954. «Seismic experiments on two Pacific atolls», Challenger Soc. Occ. Pap., 3, 1—8.

Ladd, H. S., 1968. «Fossil land snail from Funafuti, Ellice Islands», J. Paleontol., 42 (3), 837.

Nugent, L. E., Jr., 1946. «Coral reefs in the Gilbert, Marshall and Caroline Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 57, 735—780.

Owen, L., 1923. «Notes on the phosphate deposits of Ocean Island with remarks on the phosphates of the equatorial belt of the Pacific Ocean», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 79, 1—15.

Schmalz, R. E., 1956. «The mineralogy of the Funafuti drill cores and its bearing on the physiochemistry of dolomite», J. Sed. Petrology, 26, 185—186.

Sollas, W. J., 1904. «Narrative of the expedition in 1896», in: The Atoll of Funafuti. London: Roy. Soc., Coral Reef Comm., 1—28.

Weber, J. N., Woodhead, P. M. J., 1972. «Carbonate lagoon and beach sediments of Tarawa Atoll, Gilbert Islands», Atoll Res. Bull., 157, 21 p.

ГУАМ

Гуам, наиболее крупный из Марианских островов, расположен в самой южной части этого архипелага. Принадлежит США, координаты острова 13° 28′ с. ш. и 144° 45′ в. д. Длина его составляет 50 км при ширине от 6 до 18 км, площадь 549 км². Наиболее высокая отметка — гора Ламлам (407 м). Почти на всем протяжении побережье острова окружено окаймляющими рифами. Северная часть Гуама представляет собой приподнятое рифовое плато, наклоненное к юго-западу, круто обрывающееся к океану. В южной части острова протягивается горный хребет, сложенный преимущественно вулканическими породами (максимальная высота 407 м).

Наиболее древние породы о. Гуам объединяются в формацию Алутом третичного возраста (серии *b* и *c*). Эти породы развиты в его центральной части. Мощность толщи 900 м; она состоит из субаквальных туфосланцев, песчаников и конгломератов, чередующихся с лавовыми потоками и глыбовыми брекчиями. В ее строении принимают участие также переотложенные туфобрекчии и конгломераты. На большей южной части острова представлены вулканогенные образования формации Умутак, относящиеся к палеогену (зона *c* третичного периода) и неогену (ранний миоцен).

Свита Факпи мощностью 450 м сложена подушечными лавами, брекчиями течения и туфосланцами. Выделяются также пачки известняков Бониа (зона *f* третичного периода), известняков Алифан (зона *f*), известняков Барригада (зона *g*) и глобигериновых известняков Янум (зона *g*). Плиоцен-плейстоценовые известняки марианской формации представлены массивными рифовыми разностями, образующими плато в северной части острова, а также окаймляющие рифы вдоль его восточного побережья на юге.

Остров Гуам испытал поднятие в раннем плейстоцене; в период оледенений, во время понижения уровня Мирового океана вдоль его побережий сформировались террасы. Самый молодой, поверхностный слой коралловых известняков, отложившийся при 2-метровом стоянии уровня океана, имеет абсолютный возраст (определенный по радиоуглеродному методу) 3400 ± 250 лет. Почвы острова красные, латеритные, однако залежей бокситов не обнаружено.

На территории Гуама выделены три структурные провинции. Первая, расположенная в его северной части, была наклонена к юго-западу в плейстоцене. Центральная провинция представлена сильно нарушенными и испытавшими оползневую складчатость вулканогенными породами; последние являются переотложенными продуктами деятельности вулкана, расположенного к западу от о. Гуам. Южный блок миоценовых вулканических пород образовался за счет деятельности второго, более молодого вулкана, расположенного юго-западнее острова. Гуам подвергался многочисленным сильным землетрясениям. Большинство вулканических пород здесь представлено андезитами или базальтами и относится к типичным образованиям островных дуг. Рассматриваемая территория испытывала общее поднятие с раннего кайнозоя.

Первая геологическая карта и отчет о Гуаме были составлены в 1937 г. Г. Стирнсом [Stearns H. T., 1937], однако в то время они были засекречены. Полный обзор обширной геологической литературы об этом острове сделан П. Клаудом [Cloud E. A., 1956, p. 9—20]. Продолжающиеся до настоящего времени исследования коралловых рифов проводятся Морской лабораторией университета, которая была организована на Гуаме в 1970 г.

Г. Т. Стирнс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Cloud, P. E., Jr., Schmidt, R. G., Burke, H. W., 1956. «Geology of Saipan, Marianas Islands. 1. General geology», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 280-A.

Kobayashi, K., 1972. «Reconnaissance paleomagnetic anal rock-magnetic study of igneous rocks of Guam, Mariana, and related sites», in: M. Hoshino and H. Aoki, eds., Izu Peninsula. Tokyo: Tokyo Univ. Press, 385—390.

Stearns, H. T., 1937. Geology and Water Resources of the Island of Guam, Marianas Islands, classified report to U. S. Navy (now declassified).

Tracey, J. I., Jr., Schlanger, S. O., Stark, J. T., Doan, D. B., May, H. G., 1964. «General Geology of Guam, Mariana Islands», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 403-A, A1—A104 (See also Prof. Pap 403-B, 403-C, and 403-D).

КАРОЛИНСКИЕ ОСТРОВА

Лежащие в западной части Тихого океана Каролинские острова образуют архипелаг, состоящий в основном из атоллов, а также вулканических островов, самые крупные из которых — Кусаие и Понапе. Наиболее значительные островные группы — Палау, Трук и Яп. Всего в состав рассматриваемого архипелага входят 37 атоллов и 963 острова с общей площадью суши 1200 км².

Каролинские острова расположены между координатами 0—10′ с. ш. и 133—165° в. д. Среднегодовая температура 27° С, среднегодовое количество осадков 2670 мм. Острова периодически подвергаются воздействию разрушительных тайфунов. В зимний период они находятся в зоне действия северо-восточных пассатов, летом климатические условия определяются влиянием межтропической конвергенции.

Каролинский архипелаг наряду с Марианским и Маршалловым входит в состав подопечной территории ООН, находящейся под управлением США. Основной экспорт — копра, раковины моллюсков (трохус) и рыба. Добываются фосфаты, бокситы и железная руда.

В геологическом отношении Каролинские острова подразделяются на три главные группы: западную — Яп-Палау (орогенические пояса, которые на поверхности представлены островными дугами); центральную, называемую также основной областью развития атоллов (с главным о. Трук), и восточную, бóльшую часть которой занимает вулканический пояс (с центром на о. Понапе).

Остров Яп (также Джап, Уоп, Яппи, Руул) получил известность благодаря находкам на нем так называемых «каменных денег» (дискообразных стяжений арагонитовых известняков). Представлен вулканическим пиком, сложенным андезитами, преимущественно сильно выветрелыми с поверхности. Остров гористый, с очень плодородными почвами. Он протягивается в длину приблизительно

на 20 км при ширине 8 км. Вокруг него развит широкий окаймляющий риф, имеется рифовая платформа, но отсутствует барьерный риф. Обнаружены небольшие залежи бокситов (запасы 50 тыс. т).

Островная дуга Яп простирается в северо-восточном направлении, причем отдельные ее сегменты оказались погруженными (в результате смещений под воздействием трансформных разломов). Эта дуга протягивается на северо-восток к Марианской дуге и на юго-восток — к дуге Палау. С востока она ограничена желобом Яп (глубина 8597 м). В 100 км юго-западнее о. Яп над уровнем моря возвышается атолл Нгулу.

Островная группа Палау (Пелью), в первую очередь острова Бабелтуап (Бабелтоп, или Палау), Корор и Пелелиу, образует вторую островную дугу, располагающуюся к юго-западу от дуги Яп. Координаты ее 6° 50′—8° 00′ с. ш. и 134° 30′ в. д. Главные острова этой группы сложены сильно выветрелыми с поверхности андезитовыми вулканитами четвертичного возраста, но в отличие от о. Яп они увенчаны приподнятыми рифовыми платформами значительной протяженности, наклоненными и разбитыми тектоническими нарушениями. В результате выветривания на поверхности островов образовался сложный карстовый рельеф. К карстовым пустотам приурочены богатые залежи фосфатов. При разведке этих полезных ископаемых они были разбурены глубокими скважинами.

В своей юго-восточной части островная дуга Яп изгибается на запад, а затем разделяется на три меридиональных подводных хребта. Западный хребет на поверхности океана выражен цепью островов Сонсорол (Пуло-Анна, Серир, риф Ителау и Тоби). Их геология очень слабо изучена.

В центральной группе Трук большинство островов представляет собой коралловые атоллы, хотя занимающий в ней крайнее восточное положение о. Фаис (Фейс) является слегка приподнятой над уровнем океана (20 м) рифовой платформой, имеющей 2 км в поперечнике и ограниченной крутыми клифами. На нем также обнаружены залежи фосфатов.

Собственно о. Трук — это полуатолл, сопровождающийся десятью маленькими вулканическими островками (Синтийо, Сики, Тол и др.) с максимальной отметкой над уровнем моря 452 м (на о. Тол). Эти островки размещаются внутри громадной лагуны, имеющей 70 км в поперечнике. На ее рифовом обрамлении (риме) располагаются 60 отмелей (сложенных коралловым песком) и известняковых островков [Stark J. T., Hay R. L., 1955; Stark J. T. e. a., 1958]. Вулканические породы представлены базальтами и незначительным количеством трахитов. Возможно, что это продукты извержений крупного щитового вулкана предположительно миоценового возраста.

Атолл Ифалик, находящийся в 800 км западнее о. Трук, детально описан Т. Эрноу [Arnow T., 1965] и Дж. Трейси с соавторами [Tracey J. I. e. a., 1961]. Другие интересные атоллы, разбросанные на этой обширной площади, могут быть перечислены в следующем порядке (с запада на восток): Улити, Сорол, Эаурипик, Волеаи, Фараулеп, Гаферут, Пигаилое, Ламотрек, Пулуват, Пулап, Улул и Магур.

Острова Сенявина, расположенные в восточной части рассматриваемого архипелага, представлены главным образом вулканическими конусами, сложенными оливиновыми базальтами. Меньшую часть островов составляют коралловые атоллы. Острова Понапе, или Вознесения, с пиками Тотолау (865 м) и Кусаие (634 м) характеризуются гористым рельефом и плодородными почвами. Поверхность островов глубоко расчленена эрозией. У побережий развиты дельты затопленных долин, заполненные аллювиальным материалом. Острова окружены барьерными рифами. Кусаие находится в 1250 км к восток-юго-востоку от о. Трук. На погруженном хребте значительной протяженности, расположенном к югу от Понапе (Каролинский — Соломонов хребет), отмечается несколько разбросанных атоллов — Нгатик, Нукуоро и далее к югу Капингамаранги. Последний, лежащий вблизи экватора (01° с. ш.), детально исследовался Э.Мак-Ки с соавторами [McKee E. D., 1958; McKee E. D. e. a., 1959].

Геология Каролинских островов детально изучалась в связи с проблемой позднечетвертичных эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Экспедиция Скриппсовского института 1967 г. «Кармарсел», результаты которой были описаны Ф. Шепардом [Shepard F. P., 1970] и А. Блумом [Bloom A. L., 1970a, 1970b], установила полное отсутствие следов высокой среднеголоценовой террасы, которые были зафиксированы во многих других районах земного шара.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Arnow, T., 1965. «The hydrology of Ifalik atoll, western Caroline Islands», Atoll Res. Bull., 44, 1015.

Bloom, A. L., 1970a. «Holocene submergence in Micronesia as the standard for eustatic sea-level changes», Quaternaria, 12, 145—154.

Bloom, A. L., 1970b. «Paludal stratigraphy of Truk, Ponape, and Kusaie, eastern Caroline Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1895—1904.

McKee, E. D., 1958. «Geology of Kapingamarangi Atoll, Caroline Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 69, 241—277.

McKee, E. D., Chronic, J., Leopold, E. B., 1959. «Sedimentary belts in lagoon in Kapingamaringi Atoll», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 43, 501—562.

Nugent, L. E., Jr., 1946. «Coral reefs in the Gilbert Marshall and Caroline Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 57, 735—780.

Prowazak, S. von, 1913. Die Deutschen Marianen, ihr Natur and Geschichte. Leipzig.

Shepard, F. P., 1970. «Lagoonal topography of Caroline and Marshall Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 81 (7), 1903—1914.

Stark, J. T., Hay, R. L., 1955. «Xenoliths in pyroclastic breccia of Truk Islands, Western Pacific», Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1621.

Stark, J. T., et al., 1958. «Military geology of Truk Islands, Caroline Islands», U. S. Army Chief Eng., Intell. Dir., H. Q. U. S. Army Pacific, Tokyo, 1—205.

Tracey, J. I., Jr., Abbott, D. P., Arnow, T., 1961. Bernice P. Bishop Mus. Bull., 222, 1—75.

МАРИАНСКИЕ ОСТРОВА

Расположенный в западной части Тихого океана, приблизительно в 2500 км к востоку от Филиппинского, Марианский архипелаг образован двойной островной дугой, в состав которой входит около 15 вулканических и коралловых островов.

Марианская островная дуга приурочена к восточной границе Филиппинского моря. Первым европейцем, посетившим Марианские острова в 1521 г., был Магеллан. В настоящее время Марианский архипелаг, за исключением острова Гуам, входит в состав подопечной территории ООН «Тихоокеанские острова» (Микронезия), управляемой США.

Марианские острова протягиваются на расстояние 800 км в виде двух островных цепей, составляющих часть Марианской островодужной системы; они заключены между координатами 12° 30′—21° 00′ с. ш. и 144°—146° в. д. Восточная цепь образована шестью поднятыми коралловыми островами, расположенными на вулканических

основаниях. Самый южный из них — Гуам, однако эта цепь протягивается далее к юго-западу на 50 км, где в ее состав также входят риф Санта-Роза и банка Галвец; глубина моря над последней не превышает 30 м. Фаральон де-Мединилья, небольшое приподнятое известняковое плато, представляет собой самую северную, выступающую над уровнем океана часть Марианского подводного хребта Этот хребет прослеживается на глубинах 1500—2000 м в северном направлении, до соединения с хр. Идзу-Бонин (Идзу-Огасавара). Из других крупных островов восточной цепи Марианского архипелага следует упомянуть острова Рота, Тиниан, Агуанья и Сайпан.

История геологического развития архипелага, устанавливаемая на основе изучения стратиграфии восточной островной цепи, приблизительно сходна для различных островов. Однако вследствие того, что Марианский подводный хребет разделен поперечными сбросами на отдельные блоки (в некоторых случаях соответствующие островам), стратиграфические разрезы этих блоков несколько отличаются друг от друга. В качестве примера можно привести о. Гуам, состоящий по меньшей мере из трех таких блоков.

По данным изучения разрастания морского дна подстилающая океаническая кора к востоку от Марианских островов имеет, по всей вероятности, юрский возраст. На островах Гуам, Сайпан и Тиниан наиболее древние породы, выходящие на поверхность, объединяются в вулканические и вулканогенно-обломочные свиты, по-видимому, позднеэоценового или более раннего возраста. Эти породы представлены от кислых разностей (дацитов) о. Сайпан до основных — толеитовых базальтов Гуама. Широко распространены андезиты. Вулканическая деятельность протекала, очевидно, как в подводных, так и в субаэральных условиях. С вулканическими породами переслаиваются и их перекрывают мелководные известковые осадки позднего эоцена. Это свидетельствует о том, что подводный хребет восточной островной цепи в позднем эоцене находился вблизи поверхности океана. К раннему олигоцену вулканическая деятельность, по-видимому, прекратилась либо значительно уменьшилась.

Второй период вулканизма продолжался приблизительно от позднего олигоцена до конца среднего миоцена. Это установлено при изучении вулканических пород на островах Гуам и Сайпан, а также по данным глубоководного бурения в Филиппинском море, к западу от Марианских островов [Fisher A. G. e. a., 1971]. В результате этого этапа образовался ряд пород — от базальта до андезитов. Известняки с характерными признаками, свидетельствующими об опускании территории, отлагались в позднем миоцене и в раннем плиоцене.

Поднятие и формирование окаймляющих террас начались, скорее всего, в среднем или позднем плиоцене и продолжаются до настоящего времени с небольшими перерывами. Наибольшей высоты, превышающей 450 м, достигли террасы у островов Сайпан и Рота. Самые высокие пики (400 м), сложенные миоцен-плейстоценовыми известняками, находятся на о. Гуам.

Третий период вулканизма начался в пределах западной (внутренней) островной цепи Марианского архипелага приблизительно в позднем плиоцене и продолжается до наших дней. Однако этот этап вулканической активности в одновозрастных отложениях восточного хребта устанавливается лишь по присутствию диагностических вулканогенных минералов в нерастворимой фракции известняков [Schlanger S. O., 1964]. Очевидно, что интерпретация истории геологического развития островных дуг только по материалам изучения вершин подводных хребтов, расположенных выше уровня океана, связана со значительными трудностями.

В периоды ранних проявлений вулканической деятельности центры извержений, по-видимому, находились в нескольких десятках километров западнее современного положения восточной островной цепи. В настоящее время здесь локализована система крупных сбросовых уступов, отделяющих подводный хребет от глубоководной Марианской котловины, расположенной западнее.

Тектонические нарушения в пределах восточного подводного хребта представлены только нормальными сбросами; при этом крупные наклоненные блоки характеризуются западным падением. Единственные полезные ископаемые — небольшие залежи фосфатов и марганца на островах Сайпан и Рота. Встречены также природные стройматериалы, проявления бокситов, охры и железной руды.

Северная группа архипелага представлена изолированными, редко посещаемыми вулканическими островами, протягивающимися от о. Фаральон-де-Пахарос (Уракас) на севере до о. Анатахан на юге. Имеется по меньшей мере еще один подводный центр извержения, расположенный к северу от этой островной группы, а также несколько подводных конусов к югу от нее, на широте о. Гуам [Corwin G., Tracey. J. I., 1965]. Эти вулканы, по-видимому, начали действовать в позднем эоцене. Такие как Фаральон-де-Пахарос, Гугуан, Асунсьон, Агриxан, Паган и Эсмеральда-Бэнк (у о. Сайпан) сохраняли активность на протяжении всей изученной геологической истории региона [Kuno H., 1960].

Хотя обычно считают, что вулканы Марианской островной дуги имеют известково-щелочной андезитовый состав, это не совсем верно. Лавы здесь представлены в основном слабощелочными толеитовыми базальтами с содержанием 48—52% SiO_2. Такой состав типичен для толеитов, слагающих океанические островные дуги [Jakes P., White A. J. R., 1971]. Известно очень немного примеров излияний более кислых лав. Вместе с тем, поскольку для данного района наиболее характерны извержения взрывного типа, обильный тонкообломочный материал может оказаться более кислым по составу по сравнению с лавовыми потоками. О тектоническом поднятии этих вулканических островов нет данных. Форма их варьирует от сложных стратовулканов, достигающих высоты 965 м на о. Агриxан, до кальдер, разрушенных морскими волнами, как, например, на о. Мауг.

Вулканическая (внутренняя) цепь протягивается на 30—40 км западнее внешней вулканогенно-известняковой островной гряды, по всей вероятности, на всем протяжении Марианской островной дуги, а не изгибается к северу, как предполагалось ранее. По данным сейсмопрофилирования МОВ эти вулканы локализованы непосредственно на сбросовых уступах, ограничивающих восточную островную цепь, или располагаются несколько западнее последних.

Почти все характерные черты Тихоокеанской системы островных дуг отчетливо выражены в районе Марианского архипелага. Восточная цепь Марианских островов представляет собой фронтальную дугу, отделенную от соответствующего желоба склоном, который делится на верхнюю пологую часть с мощным осадочным покровом и значительно более крутую нижнюю. По всей вероятности, такой характер профиля обусловлен тектоническим нарушением, идущим вдоль склона.

Марианский желоб, расположенный в 150—200 км к востоку от фронтальной дуги, протягивается к самой глубокой из известных океанических впадин в мире — пучине Челленджера (11 034 м), находящейся южнее о. Гуам. Очаги землетрясений, которые, как полагают, связаны с поддвиганием океанической коры и верхней мантии в желобе, достигают глубины более 600 км, оконтуривая неровную крутопадающую поверхность, которая становится практически вертикальной под островами. К западу от вулканической цепи расположена Марианская котловина — зона активного разрастания океанического дна, которая, по всей вероятности, связана с процессом субдукции в желобе, характер которого до сих пор, однако, остается не ясным.

Фазы разрастания океанического дна, начавшегося вблизи вулканической цепи Марианской островной дуги, по-видимому, происходили неоднократно в течение третичного периода, обусловив раскрытые серии глубоких окраинных бассейнов. Южную часть «хр. Иводзима» Г. Хесса [Hess H. H., 1948], которая названа нами Западно-Марианским хребтом (а в «Таймс Атлас» — Южным хребтом Хонсю), следует считать одним из останцов первоначального Марианского хребта, который сохранился во время разрастания островодужной системы.

Д. Э. Карig

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bracey, D. R., Ogden, T. A., 1972. «Southern Mariana arc: geophysical observations and hypothesis of evolution», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1509—1522.

Cloud, P. E., et al., 1956. «Geology of Saipan, Mariana Islands», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 280-A, 126 p.

Corwin, G., Tracey, J. I. Jr., 1965. «Marine geologic investigations near the Palau Islands and Guam, Mariana Islands», Cruise Narrative and Scientific Results, vol. 1. Intern. Indian Ocean Exped., U. S. C., and G. S. Ship Pioneer 1964.

Corwin, G., Bonham, L. D., Terman, M. H., Viele, G. W., 1957. «Military geology of Pagan, Mariana Islands», U. S., Army Gorps of Engineers, Intelligence dossier, 259 p.

Fischer, A. G., et al., 1971. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 6. Washington: U. S. Govt. Printing Off.

Hess, H. H., 1948. «Major structural features of the western north Pacific, an interpretation of H. O. 5485, Bathymetric Hart, Korea to New Guinea», Bull. Geol. Soc. Am., 59, 417—446.

Jakes, P., White, A. J. R., 1971. «Composition of island arcs and continental growth», Earth Planet. Sci. Lett., 12, 224—230.

Karig, D. E., 1971. «Structural history of the Mariana Island arc system», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 323—344.

Kuno, H., 1962. «Japan, Taiwan, and Mariana», Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Naples: Interv. Volcanol. Assoc., 11, 245—252.

Larson, R. L., Chase, C. G., 1972. «Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 3627—3644.

Schlanger, S. O., 1964. «Petrology of the limestones of Guam», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 403-D, 52 p.

Tracey, J. I., et al., 1964. «General geology of Guam», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 403-A, 104 p.

МАРШАЛЛОВЫ ОСТРОВА

Маршалловы острова приурочены к юго-восточной части Микронезии и представлены главным образом атоллами с общей площадью суши 1813 км². Входят в состав подопечной территории ООН «Тихоокеанские острова», управляемой США. Этот архипелаг расположен на западе центральной части Тихого океана, приблизительно в 3700 км к запад-юго-западу от Гавайев и в 5500 км к северу от Окленда (Новая Зеландия). Он состоит из 34 атоллов и коралловых островов, объединенных в две параллельные цепи, протягивающиеся в общем северо-западном направлении и отстоящие друг от друга на 270 км. Западная островная группа (цепь) носит название Ралик (Ралек), восточная — Ратак (Радак).

В островной цепи Ралик 6 атоллов и 1 коралловый остров, группу Ратак образуют 13 атоллов и 1 коралловый остров. Прочие острова представляют собой вершины изолированных подводных гор. Наиболее крупный атолл, входящий в состав первой группы, — Кваджалейн (Меншикова), во второй — Арно. Атоллы Бикини и Эниветок, *служившие в пятидесятые годы полигонами США при испытании* ядерных бомб, являются наиболее изолированными островами цепи Ралик, где они занимают самое северное положение.

Среднегодовая температура равна 27° С, годовое количество осадков составляет 4060 мм на южных и 2030 мм на северных островах группы.

Рассматриваемый архипелаг простирается в субмеридиональном направлении; при этом подводная структура, к которой он приурочен, прослеживается далее к юг-юго-востоку, до островов Гилберта и Эллис. Цепь Маршалловых островов не имеет структурного продолжения к север-северо-западу, если только она не связана с о. Уэйк, увенчивающим подводный Срединно-Тихоокеанский хребет. На западе широкое абиссальное ущелье отделяет Маршалловы острова от Каролинских. По данным изучения этого участка морского дна подстилающая океаническая кора имеет позднемеловой возраст.

В связи с выполнением программы испытаний ядерного оружия США северная группа Маршалловых островов стала объектом самых интенсивных геологических, географических и экономических исследований. Поистине ни одна островная группа в мире не была подвергнута столь тщательному изучению. Наиболее важные данные получены в результате бурения двух глубоких скважин на атолле Эниветок, вскрывших базальтовое основание на глубинах 1287 и 1411 м соответственно.

Этими скважинами были пройдены основные осадочные формации миоцена и позднего эоцена, причем последние непосредственно залегают на базальтах. Первоначальный вулканический конус был, по-видимому, абрадирован. В процессе постепенного затопления вулканического конуса аккумулировались мелководные известняковые и рифовые фации. В ходе седиментации имело место несколько перерывов, особенно в олигоцене, когда весь остров поднялся над уровнем океана. В результате этого образовались тропические палеопочвы со следами ползания наземных улиток, сопоставимых с таковыми современных форм, распространенных на сильно залесенных островах этих широт [Ladd, H. S., 1958].

Главная проблема, связанная с погружением этих срединно-тихоокеанских атоллов, не решена до настоящего времени. По предположению П. Кьюнена [Kuenen P. H., 1954], опускание каждой вулканической постройки происходило независимо от остальных. Чарлз Дарвин, а позднее А. Тестер [Tester A. C., 1950] и Г. Ледд [Ladd H. S., 1958] на основании общей картины погружения океанической коры сделали вывод, что дно центральной части Тихого океана погрузилось на глубину до 350 м. Как полагал Г. Менард [Menard H. W., 1964], данный регион соответствует древнему срединно-океаническому поднятию, которое он назвал «поднятием Дарвина». По-видимому, эта структура медленно погружалась с раннетретичной эпохи. По предположению Р. Фейрбриджа [Fairbridge R. W., 1961], относительное перемещение Северного полюса из района Камчатки, где он находился 50—100 млн. лет назад, к его современному положению, вполне могло обусловить подъем уровня океана в пределах всего Центрально-тихоокеанского региона.

Скорость компенсации океанической коры была, разумеется, всегда ниже, чем скорость изменения уровня океана в связи с каждым смещением полюса (иногда этот процесс проходил с относительно большей скоростью). Ни разу полярная ось не смещалась с быстротой, достаточной для полного затопления и гибели всех кораллов. Более того, эти смещения были настолько незначительными (всего на несколько дуговых минут), что это не могло вызвать погружения рифов на существенную глубину, так как в противном случае их рост должен был бы приостановиться. Полное

поднятие той или иной структуры, отмечавшееся время от времени, было связано либо с обратным движением полюса (в сторону Центральнотихоокеанского региона), либо с тектоно-эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана в связи с тектоникой плит. Нет никаких данных о том, что в центральной части Тихого океана имели место значительные тектонические поднятия или опускания.

Маршалловы острова имеют большое значение для детального изучения позднечетвертичных эвстатических изменений уровня Мирового океана. При анализе этих данных Ф. Шепард с соавторами [Shepard F. P. e. a., 1967] не нашел достаточных доказательств, подтверждающих правильность концепции о высоком стоянии уровня Мирового океана в среднем голоцене. В других районах земного шара удалось собрать некоторые факты, подтверждающие эту гипотезу [Fairbridge R. W., 1961].

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Fairbridge, R. W., 1961. «Eustatic changes of sea level», in: Physics and Chemistry of the Earth, vol. 4. New York: Pergamon Press, 99—185.

Kuenen, P. H., 1954. «Eniwetok drilling results», Deep-Sea Res., 1, 187.

Ladd, H. S., 1958. «Fossil land shells from western Pacific atolls», J. Paleontol., 32, 183.

Ladd, H. S., 1973. «Bikini and Eniwetok atolls, Marshall Islands», in: Biology and Geology of Coral Reefs. Vol. 1. New York: Academic Press, 93—112.

Menard, H. W., 1964. Marine Geology of the Pacific. New York: McGraw-Hill, 271 p.

Schlanger, S. O., 1963. «Subsurface geology of Eniwetok Atoll», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 260-BB, 991—1066.

Shepard, F. P., 1970. «Lagoonal topography of Caroline and Marshall Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 81 (7), 1905—1914.

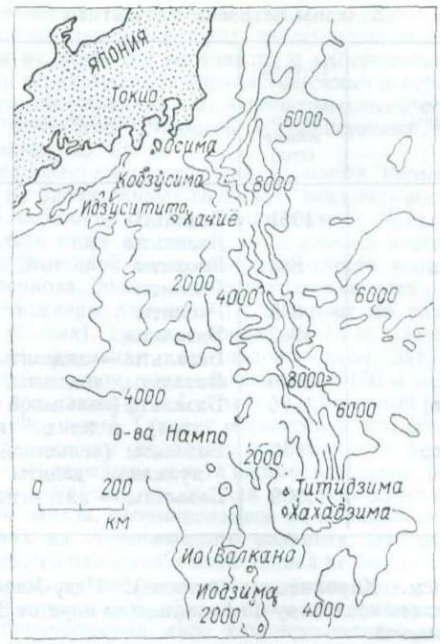
Shepard, F. P., et al., 1967. «Holocene changes in sea level: evidence in Micronesia», Science, 157, 542—544.

Tester, A. C., 1950. «Marine terraces of the Pacific Ocean area», 18th Intern. Geol. Congr. Rept., pt. 8, 72.

НАМПО ОСТРОВА

Архипелаг Нампо, в состав которого входят группы островов Бонин (Огасавара) и Ио (Волкано), протягивается от о. Хонсю (Япония) с координатами 24—35° с. ш. и 139—143° в. д. в южном направлении почти на 1500 км. Этот архипелаг расположен в северо-западной части Тихого океана и характеризуется умеренным до субтропического климатом. В точке с координатами 27° с. ш. и 142° в. д. среднегодовая температура составляет 22° С (в январе +17° С, в июле +27° С), годовое количество осадков — 1600 м. Острова большей частью покрыты густыми лесами. Вместе с тем в результате интенсивной их вырубки на некоторых северных островах в наши дни сохранился в основном лишь травяной покров.

Острова Идзуситито, составляющие северную группу архипелага, долгое время входили в состав той же провинции, что и п-ов Идзу (Япония). Центральная группа островов Огасавара была открыта в 1593 г. и оставалась необитаемой вплоть до начала XIX в. С 1875 г. — владение Японии. Синоним этого названия Бонин (измененное «Мунин», т. е. «необитаемый» по-японски) принят в англоязычной научной литературе. Южная группа — острова Ио (Волкано) — открыта капитаном Дж. Куком в 1779 г., а с 1891 г. она отошла к Японии *.



Схематическая обзорная карта островов Нампо.
Глубина приведена в метрах.

Три небольших островных скопления, принадлежащие Японии, в состав которых входят острова Минамитори, или Маркус (24° с. ш., 154° в. д.), и Окинотори, или Парасе-Вела (20° с. ш., 136° в. д.), объединяются в группу с официальным названием Нампо («Южные острова»). Общая площадь суши всего архипелага равна около 400 км² (рисунок).

Острова Огасавара составляют гребень одноименного подводного хребта * меридионального простирания и представляют собой типичную островную дугу. Самая высокая отметка — вершина о. Хачиё (854 м). Желоб Идзу-Огасавара проходит восточнее и строго параллелен хребту. Наиболее глубокая точка желоба 9656 м имеет координаты 29° с. ш. и 143° в. д. Хр. Идзу-Огасавара, образует две основные горные цепи —восточную, под названием «хр. Огасавара», по С. Йосивара [Joshiwara S., 1902], и западную, или «хр. Идзуситито-Иодзима». Их разделяет впадина глубиной до 4144 м. Наиболее высокая отметка хр. Идзу-Огасавара — пик на о. Титидзима (462 м над уровнем моря). Этот хребет является внешней, в то время как хр. Идзуситито-Иодзима — внутренней, или вулканической, дугой. Эта двойная дуга хр. Идзу-Огасавара продолжается в южном направлении под названием Марианской островной дуги (см. Марианские острова), граничащей с глубоким Марианским желобом.

Плато Огасавара — самая мелководная часть этого региона, глубина которого составляет всего 774 м, расположено южнее одноименной островной группы и разделяет желоба Идзу-Огасавара и Марианский (последний, однако, далее к северу переходит в Японский желоб). Несмотря на наличие разрыва между этими желобами, островные дуги Огасавара и Марианскую часто объединяют под общим названием Идзу-Марианской (или Идзуситито-Марианской) дуги, куда, как правило, включают также хребты Яп и Палау, расположенные к юго-западу от Марианского

---

* Они называются также островами Кадзан, что означает «вулкан» по-японски. «Ио» по-японски — сера. — *Прим. пер.*

* Подводный хребет Идзу-Бонин, по М. Минато с соавторами [Minato M. e. a., 1965]. — *Прим. автора.*

Вулканы островов Идзуситито

Острова (вулканы)	Последнее крупнсе извержение (год)	Породы, слагающие вулканы
Осима	1951	Базальты
Тосима		Базальты
Ниидзима	886	*Риолиты*
Сикине		Риолиты
Кодзу	838	Риолиты
Мийака	1962	Базальты
Микура		Базальты → андезиты
Хачиё	1606	Базальты, андезиты, дациты
Аогасима	1785	Базальты (кольцевой вал кратера), андезиты (конус)
Миодзинсо	1960	Базальты (кольцевой вал вулкана), дациты (конус)
Тори	1939	Базальты → андезиты

хребта (см. Каролинские острова). Идзу-Марианская дуга отделяет котловину Филиппинского моря от Западно-Тихоокеанской.

С желобом Идзу-Огасавара связана зона отрицательных гравитационных аномалий интенсивностью до 252 × × 10^{-5} м/с² (в редукции Фая). Внешняя дуга ассоциирует с зоной положительных гравитационных аномалий, измеренных вблизи Хутами (о. Титидзима). Значение силы тяжести в свободном воздухе здесь составляет $+341 \cdot 10^{-5}$ м/с². Это одно из наиболее высоких значений гравитационного поля в районе Японских островов. Тепловой поток, определенный в результате измерений вдоль внутренней островной дуги, составил $(1{,}5 \div 2{,}0) \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²).

Сейсмичность территории довольно высока, однако крупные землетрясения с магнитудой более 7,5 здесь не были зафиксированы. Скорее всего, это объясняется тем, что в рассматриваемом регионе подстилающая кора является океанической. Почти все очаги землетрясений, за исключением связанных с проявлениями вулканизма, приурочены к слою, падающему от желоба в западном направлении под углом около 45°. Самые глубокофокусные очаги локализованы в мантии на глубине около 550 м. Время пробега продольных сейсмических волн, измеренное на станции о. Титидзима для мелкофокусных землетрясений вдоль северо-западного (Тихоокеанского) побережья Японии, в среднем на 8% короче такового для мелкофокусных землетрясений, имевших место у юго-западного ее побережья. Аномально высокая скорость сейсмических волн под внешней дугой указывает, скорее всего, на то, что Западно-Тихоокеанская плита с высокими значениями теплового потока и скорости пробега упругих волн активно поддвигается под островную дугу Идзу-Огасавара.

Острова Идзуситито. В составе этой группы (по-японски — «Семь островов») входят острова Осима, Тосима, Ниидзима, Кодзу, Мийака, Микура и Хачиё. Они, однако, не самые крупные в этой группе, к которой относятся еще три больших острова: Сикине, Аогасима и Торисима. Все острова вулканические, возраст их варьирует в диапазоне от плиоценового до четвертичного (таблица). Вулканические породы в основном представлены базальтами, по большей части толеитовыми. В этом районе отмечена подводная вулканическая активность. Особенно интересны проявления подводного вулканизма вблизи скал Байонез, образующих краевую часть кальдеры. Более молодой посткальдеровый конус получил название Миодзинсо.

Острова Огасавара. Группу Огасавара образуют три островных скопления: северное, или Мукодзима («зять»), состоящее из четырех островов; среднее, или Титидзима («отец»), с семью островами; и южное, Хахадзима («мать»), насчитывающее шесть островов. В пределах данной группы отмечаются выходы андезитовых лав, иногда с подушечной отдельностью, а также практически все разновидности пирокластических пород, переслаивающихся с эоценовыми нуммулитовыми известняками (острова Хахадзима). Они интенсивно смяты в складки, нарушены сбросами и перекрываются, по-видимому, несогласно, пологопадающими миоценовыми известняками с *Lepidocyclina* (острова Титидзима). Здесь в породах вулканического комплекса обнаружен стекловатый гиперстеновый андезит, названный петрологом У. Петерсеном бонинитом. Абсолютный возраст пород нижнего или вулканического комплекса по данным К—Ar-метода составляет 26 млн. лет для островов Титидзима и 40 млн. лет для островов Хахадзима. Коралловые рифы частично окаймляют некоторые острова этой группы.

Острова Ио (Волкано). Главный остров этой группы Ио, к северу и к югу от него находятся острова-спутники Китано и Минамино соответственно. Все три острова представлены вулканами, образовавшимися в четвертичный период. Последние проявления вулканической активности в этом районе отмечались в 1957 г. (на о. Ио) и в 1889 г. (на о. Китано). Состав слагающих их вулканитов, однако, несколько различен: на о. Ио представлены трахиандезиты на о. Китано — толеитовые базальты. У о. Ио обнаружены поднятые коралловые рифы.

Остров Нисимосима. Этот остров с координатами 27° 15′ с. ш. и 140° 53′ в. д. расположен на вулканической гряде приблизительно в 120 км западнее островной группы Огасавара; он находится посередине между островами Идзуситито и Ио. Рассматриваемый остров является частью андезитового вулкана. В результате его сильного подводного извержения в 1973 г. возник новый остров.

Арата Сугимура

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Fitch, T. J., 1972. «Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific», J. Geophys. Res., 77 (23), 4432—4460.

Kaneoka, I., Isshiki, N., Zashu, S., 1970. «K—Ar ages of the Izu-Bonin Islands», Geochem. J., 4, 53—60.

Ludwig, W. J., Den, N., Murauchi, S., 1973. «Seismic reflection measurements of Southwest Japan Margin», J. Geophys. Res., 78 (14), 2505—2516.

Minato, M., et al., 1965. The Geologic Developments of the Japanese Islands. Tokyo: Tsukiji Shokan Co., 442 p.

Mogi, A., 1972. «Bathymetry of the Kuroshio Region», in: Kuroshio-Its Physical Aspects. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 53—80.

Utsu, T., 1971. «Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region», Rev. Geophys. Space Phys., 9 (4), 839—890.

Yoshiwara, S., 1902. «Geological age of the Ogasawara Group (Bonin Islands)», Geol. Mag., 9, 296—303.

НАУРУ

Лежащий изолированно в центральной части Тихого океана, между островами Соломоновыми и Гилберта, этот остров расположен вблизи экватора (координаты 0° 31′ ю. ш. и 166° 56′ в. д.); он отстоит приблизительно в 2000 км к северо-востоку от Австралии. Науру — независимое государство (республика) с 1968 г. (до этого времени — подмандатная территория Австралии). Остров открыт в 1798 г. капитаном Фирном, давшим ему название «Плеазант» («Приятный»).

Вокруг о. Науру протягивается узкая полоска берега, местами ограниченная коралловыми клифами; остров полностью окружен окаймляющим рифом. Внутренняя часть территории занята лишенным растительности, бесплодным плато с залежами фосфатов значительной протяженности, суммарные запасы которых составляют около 70 млн. т. Ежегодно экспортируется 1,5 млн. т фосфатов. Остров не имеет естественных гаваней. Его берега круто, почти вертикально обрываются к глубокой воде, ввиду чего приходится строить специальные причалы для судов. Климат определяется постоянным влиянием восточных пассатов, дующих 9—11 месяцев в году, а также небольшим количеством дождей.

Остров Науру представляет собой поднятый атолл, возвышающийся на 60—70 м над уровнем моря, окруженный кольцевым барьерным рифом — римом («макатеа») с террасами и многочисленными карстовыми пещерами и воронками. Внутренняя впадина заполнена небольшим пресноводным озером. Возраст слагающих атолл известняков не установлен, но аналогичная формация, развитая на о. Ошен (см. острова Гилберта и Эллис), расположенном в 250 км к востоку, по палеонтологическим данным является верхнетретичной. Подстилающая океаническая кора согласно материалам спрединга морского дна датируется меловым возрастом. Довольно сходные с Науру фосфатоносные острова имеются в Каролинском архипелаге, группе Лайн, а также в Индийском океане (о. Рождества).

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ellis, A. F., 1936. Ocean Island and Nauru. Sydney.

Nugent, L. E., Jr., 1948. «Elevated phosphate islands in Micronesia», Bull. Geol. Soc. Am., 59, 977—994.

САЙПАН

Остров Сайпан лежит приблизительно на 15° с. ш. и 146° в. д. и отстоит в 250 км от о. Гуам. Он расположен в южной части Марианского архипелага, состоящего из 15 небольших островов и образующего островную дугу, венчающую подводный хребет, протянувшийся в меридиональном направлении и обращенный своей выпуклой стороной к востоку. Длина хребта превышает 700 км; он находится примерно посередине между Японией и Новой Гвинеей, в 2000 км восточнее Филиппин.

Сайпан является вторым по размеру островом, входящим в состав Марианского архипелага. Площадь его 124 км². Остров вытянут в направлении с севера на юг, холмистый, с высотными отметками до 474 м (гора Топотхау). От сильно расчлененной центральной части острова, сложенной вулканическими породами, к океану ступенчато опускается ряд террас, большей частью эрозионных.

Наиболее древними на острове являются субаэральные дацитовые пирокластические и лавовые породы эоценового (?) возраста, объединенные в так называемую формацию Санкакуяма. Они сопровождаются и перекрываются андезитовыми пирокластическими образованиями и подчиненными им лавовыми потоками формации Хагман. В результате переработки этих пород морскими волнами образовались отложения формации Денсиньяма, представленной в основном конгломератами и туфопесчаниками. Они постепенно переходят по простиранию и вверх по разрезу в тепловодные образования известняковых банок (формация Матанса). Перечисленные выше формации Хагман, Денсиньяма и Матанса датируются поздним эоценом. Марианский подводный хребет в раннетретичную эпоху находился вблизи от поверхности океана. Формация Фина-Сису состоит из олигоценовых андезитовых (?) лав и морских туфов.

Вулканическое ядро острова сложено 1500-метровой толщей упомянутых выше пород, представленных по большей части вулканитами эоценового и олигоценового возраста. Они перекрываются биокластическими и кораллововодорослевыми известняками, а также рыхлыми осадками миоцена, возможно, плиоцена и плейстоцена-голоцена общей мощностью 400 м.

Нижнемиоценовые известняки формации Тагпохау отлагались на значительных глубинах, исключающих существование кораллов. Туфопесчаники пачки Донни аккумулировались ниже по склону относительно известняков Тагпохау. Этот слой содержит окаменелости зоны *e* третичного периода. Маломощные террасовые пески и гравийные отложения плиоцена (?) залегают на пляжевых террасах (бенчах), срезая миоценовые слои. Известняки Марианской формации, предположительно датируемые ранним плейстоценом, возвышающиеся на 150 м над уровнем моря, представляют собой литифицированный рифовый комплекс. Формация Танапаг относится к позднеплейстоценовому комплексу поднятых окаймляющих береговых рифов. По наблюдениям автора настоящей статьи, рифовые известняки о. Сайпан, так же как и многих других островов Тихого океана, сформировались на относительно поздних стадиях их геологического развития. Это означает, что до позднего плиоцена и плейстоцена не было необходимых условий, способствовавших нормальному развитию массивных коралловых рифов. К таким условиям относится наличие тектонических либо гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана. В коренные породы о. Сайпан врезано от 12 до 25 волноприбойных площадок или морских террас *; некоторые из них представляют собой рифовые плейстоценовые известняки. Два последних периода стояния уровня океана в этом районе соответствуют отметкам 2 и 1 м мировых эвстатических уровней.

Преобладающие разломы на о. Сайпан простираются на север и северо-восток, характеризуясь западным падением. Отмечается также ряд локальных складчатых дислокаций. Наиболее древние разрывные нарушения имели место после раннего эоцена. В пределах острова обнаружены незначительные залежи марганцевых руд и фосфатов.

Г. Т. Стирнс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Cloud, P. E., Jr., Schmidt, R. G., Burke, H. W., 1956. «Geology of Saipan, Mariana Islands», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 280-A, 126 p.

Cole, W. S., Bridge, J., 1953. «Geology and larger foraminifera of Saipan Island», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 253, 45 p.

УЭЙК

Расположен в западной части Тихого океана у 19° 17′ с. ш. и 166° 35′ в. д., приблизительно в 3500 км к западу от Гонолулу и в 2500 км к северо-востоку от о. Гуам. Уэйк представляет собой коралловый атолл, образованный тремя небольшими кольцевыми островами — Уэйк, Уилкс и Пил. Общая площадь их составляет 7,7 км². Имеется обширная внутренняя лагуна. Острова низменные, сложены коралловыми известняками и возвышаются над уровнем моря в среднем на 3,5 м. Этот атолл находится к западу от Гавайского архипелага. Открыт предположи-

* Термины противоречивые; террасы, как правило, относятся к структурным элементам побережий. — *Прим. пер.*

тельно в 1568 г. и аннексирован США в 1898 г., которые построили здесь военную базу с опорным аэродромом.

Остров Уэйк расположен на одном из основных подводных хребтов Тихого океана — горной цепи Маркус—Неккер общего субширотного восток-северо-восточного простирания. Она широко известна под названием «Срединно-Тихоокеанского подводного хребта» и приурочена к одному из наиболее древних участков океанической коры, имеющему, по-видимому, юрский возраст [Pitman W. C. e. a., 1968].

Остров Неккер, увенчивающий одну из гор восточного окончания этого хребта, расположен в центральной части Гавайского архипелага, а о. Маркус (Минамитори) находится в ее западной части, почти достигающей архипелага Идзу-Бонин [Hamilton E. L., 1956].

Остров Маркус (24° с. ш., 154° в. д.) представляет собой поднятый атолл; принадлежит Японии. Он был описан У. Брайаном [Bryan, 1903—1907]. *Р. У. Фейрбридж*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bryan, E. H., 1959. «Notes on the geography and natural History of Wake Island», Atoll Res. Bull., 66, 22 p.

Bryan, W. A., 1903—1907. «A monograph on Marcus Island», Bernice P. Bishop Mus., Occ. Pap., 2, 77—124.

Hamilton, E. L., 1956. «Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains», Geol. Soc. Am., Mem. 64, 42—52.

Pitman, W. C., III, Herron, E. M., Heirtzler, J. R., 1968. «Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading», J. Geophys., Res., 73, 2069—2085.

Stearns, H. T., 1946. «An integration of coral reef hypotheses», Am. J. Sci., 244, 245—302.

НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

Новая Зеландия — государство в юго-западной части Тихого океана, расположенное на Северном (площадь 114,7 тыс. км²) и Южном (150,5 тыс. км²) островах, разделенных прол. Кука (ширина 20 км), а также на нескольких прилегающих островах, наиболее крупные из которых — Стьюарт и Чатем. Площадь первого, сложенного гранитами и метаморфическими породами, составляет 1735 км². Чатем (с окружающими островками) образован кристаллическими сланцами, меловыми и третичными осадочными породами, а также вулканитами; площадь его около 965 км². На о. Грейт-Барриер (площадь 456 км²) развиты вулканогенные породы, верхнетретичные и мезозойские граувакки. Многочисленные более мелкие острова сложены в основном вулканическими породами. Это — Литл-Барриер, Уайт, Майор, Три-Кингс, Соландер, Те-Снэрс, Кэмпбелл, Окленд, Баунти, Антиподов и др. В состав Новой Зеландии включены еще так называемые «островные территории» — архипелаги Токелау (Юнион), Ниуэ и Кука, расположенные в южной части Тихого океана и с 1965 г. получившие внутреннюю автономию. Общая площадь страны (без «островных территорий») составляет 268,7 тыс. км².

Основой рельефа островов Северного и Южного являются горные хребты, сложенные верхнепалеозойскими и мезозойскими граувакками на Северном, граувакками и сланцами в западной части Южного острова (рис. 1). На о. Северном отчетливо выражен вулканический рельеф, в то время как расчлененные нагорья о. Южного слагаются палеозойскими или более древними изверженными и метаморфическими породами.

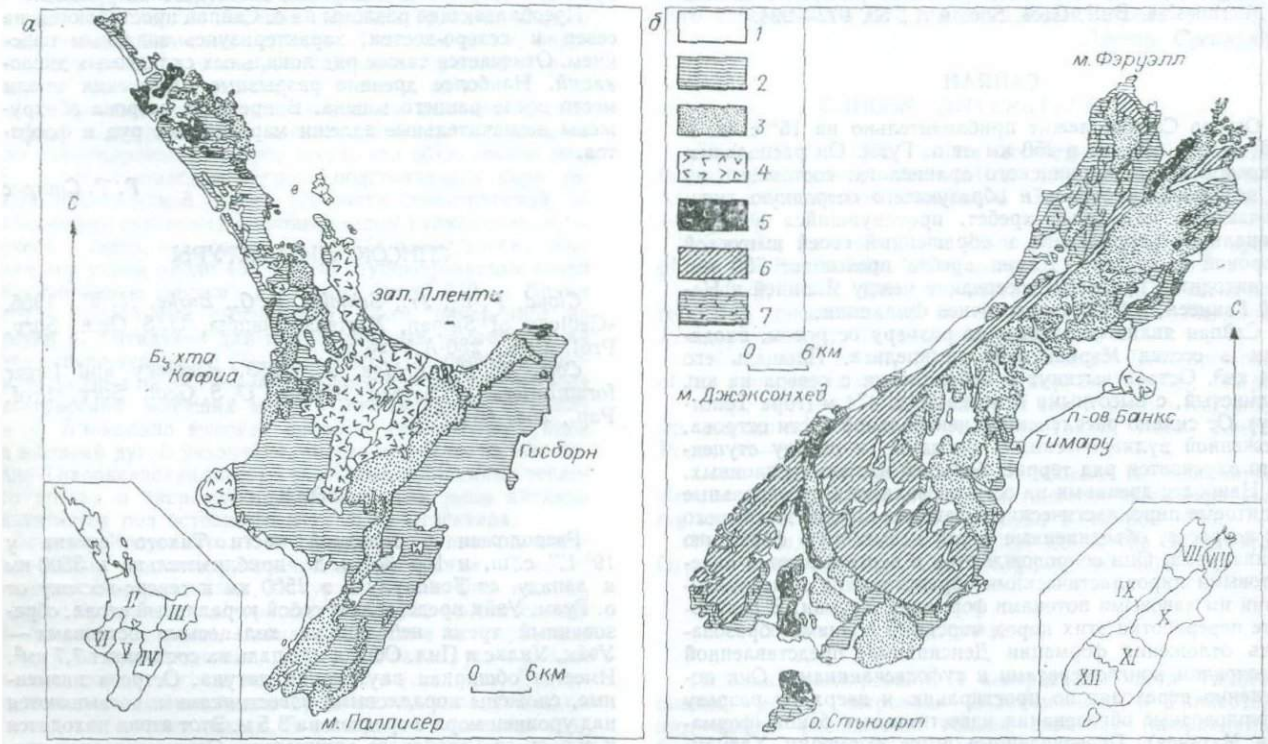


Рис. 1. Геологическая карта островов Северного (*а*) и Южного (*б*). По данным Геологической службы Новой Зеландии (из «Новозеландского официального ежегодника», 1963 г.).

1 — аллювий, морены, песчаные дюны и т. д.; *2—3* — осадочные породы (*2* — молодые, *3* — древние); *4—5* — вулканогенные породы (*4* — молодые, *5* — древние и ассоциированные с ними интрузивные породы); *6* — метаморфические породы; *7* — гранитоиды. *Статистические районы: I* — Норт-Окленд; *II* — Саут-Окленд; *III* — Гисборн; *IV* — Хокс-Бей; *V* — Веллингтон; *VI* — Таранаки; *VII* — Нельсон; *VIII* — Марлборо; *IX* — Уэстленд; *X* — Кентербери; *XI* — Отаго; *XII* — Саутленд.

Геолого-структурное районирование

Фьордленд. Регион включает южную часть о. Стьюарт и национальный парк Фьордленд о. Южного; здесь, в пределах хр. Дарран, рельеф повышается в южном направлении от 1000 до 3000 м над уровнем моря. На территории Фьордленда развиты в основном кварциты, граувакки (в том числе туфогенные) и известняки. Мощность толщи 10—15 км, возраст отложений — от кембрия до девона (и, возможно, карбона). Отложения были метаморфизованы в ходе позднепалеозойского и раннемезозойского орогенезов. Наиболее измененные в процессе метаморфизма породы — силлиманитовые и гранат-гиперстеновые гнейсы. На северо-западном побережье округа Саутленд, вблизи фьорда Милфорд-Саунд, породы в пределах узкой прибрежной полосы интенсивно дислоцированы и милонитизированы под воздействием тектонических подвижек вдоль Альпийского разлома.

В позднем палеозое и раннем мезозое отложения Фьордленда были прорваны сиенитовыми и гранитными дайками и батолитами. Наиболее древние фаунистически охарактеризованные породы этого региона — ордовикские граптолитовые сланцы фьорда Презервейшен. Однако метаморфизованная часть этих образований, возможно, имеет кембрийский возраст.

Древний купол Фьордленда первоначально характеризовался радиальным рисунком гидросети. Плейстоценовое оледенение привело к перестройке гидросети и к формированию современного прямоугольного рисунка ее. Она включает ряд озер (например, Те-Анау), выпаханных ледниками в образованных ранее речных долинах. На побережьях широко развиты фьорды, наиболее интересным является фьорд Чолки-Инлет протяженностью около 250 км в юго-западной части региона. Отмечаются также затопленные U-образные долины, глубоко врезанные в коренные породы побережья и проникающие в глубь острова на 15—30 км. Эти долины имеют крутые, иногда отвесные склоны и погружаются на глубину более 1000 м ниже уровня моря.

Северной границей рассматриваемого региона служит Альпийский разлом, протягивающийся от Уэстленда к Фьордленду до фьорда Милфорд-Саунд и далее уходящий в глубины океана. Этим объясняется значительная крутизна береговой линии, обилие клифов и приглубых берегов в районе фьорда Милфорд-Саунд.

Отдельные останцы третичных отложений, наблюдаемые на описываемой территории, залегают с заметным несогласием на более древних породах. В настоящее время распространение третичных отложений ограничено южной и восточной частью Фьордленда.

Западное побережье о. Южного. В регион входит часть Уэстленда, расположенная к западу от Альпийского разлома, а также западные районы округа Нельсон. Здесь развиты разные формы рельефа: от залесенных гор на западе Нельсона высотой до 1900 м до покрытых моренами прибрежных равнин Уэстленда.

В пределах этого региона установлены наиболее древние (докаменноугольные) породы Новой Зеландии. Возраст их варьирует в широком диапазоне: от докембрия (?) до перми, они включают фаунистически охарактеризованные отложения начиная с кембрия. В западной части округа Нельсон эти породы прорваны гранитными массивами — одними из наиболее крупных в Новой Зеландии, образующими пояса общего меридионального простирания. До начала третичной седиментации весь регион был пенепленизирован, и в настоящее время отпрепарированные поверхности выравнивания обнажены на склонах гор в наиболее тектонически стабильных районах. В северной части Уэстленда в сбросовых впадинах отложились угли.

Западная граница региона в Уэстленде проходит по Альпийскому разлому, отделяющему приуроченные к пониженным участкам рельефа породы мелового — плейстоценового возраста и перекрывающие докембрийский и палеозойский фундамент от кристаллических сланцев и граувакк на вершинах хребтов Южных Альп. Последние ограничены с запада уступом Альпийского разлома, по простиранию которого развиты многочисленные приразломные долины. На некоторых участках амплитуда сбросов вдоль разлома достигает 1600 м. Разлом сопровождается также правосторонними сдвигами; предполагается, что горизонтальное смещение, начавшееся в позднеюрско-раннемеловую эпоху (орогенез Рангитата), составляет около 480 км. Горизонтальные подвижки вдоль Альпийского разлома продолжались также в течение орогенеза Каиокура; одновременно происходили крупные вертикальные движения с амплитудой более 18 км. Эти движения в результате привели к формированию современного рельефа Южных Альп.

Синклиналь Саутленд. Эта наиболее важная структура о. Южного дугообразна по форме и прослеживается от Альпийского разлома на северо-западе округа Отаго через всю территорию Саутленда (рис. 1, *б*). Наиболее древние отложения синклинали — туфогенные граувакки пермского возраста, обнажающиеся вдоль северного ее крыла. Они окаймляют аспидные сланцы Отаго, пересекая Саутленд в виде широкого дугообразного пояса, изгибающегося в юго-восточном направлении от гор Гумбольдт и Томпсон в пределы округа Уаикака, а оттуда через территорию Отаго вплоть до побережья Каитангата. Интенсивность складчатости и рассланцованность отложений возрастают по мере приближения к аспидным сланцам Отаго, которые во всяком случае частично являются их метаморфическими аналогами.

Южное крыло синклинали Саутленд сложено одновозрастными породам северного крыла отложениями, окаймляющими Фьордленд и простирающимися от долины р. Холлифорд в южном и юго-восточном направлениях через горы Такитиму к Ривертону, Блаффу и о. Руапуке, а также в пределы северной части о. Стьюарт (к южной части которого приурочены граниты фьордлендского типа).

Породы южного крыла синклинали Саутленд представлены в основном базальтами, туфами и агломератами с незначительными прослоями осадочных образований; общая мощность толщи 23 км. Состав пород свидетельствует о том, что вулканическая деятельность проявлялась здесь более интенсивно, чем в других районах Новой Зеландии. С вулканогенной толщей Саутленда сопряжены линейные интрузии ультраосновного и основного состава (например, в хр. Лонгвуд, на п-ове Блафф, о. Руапуке и в северной части о. Стьюарт). Они также приурочены к северному крылу синклинали в горах Ливингстон, холмах Отама, а также в районе Клинтон-Уаипахи округа Отаго. Ядро синклинали слагают породы триасового и юрского возраста, развитые в восточной части Саутленда и прослеживающиеся до юго-восточного побережья Отаго.

Синклиналь Нельсон. Эта структура сложена осадочными и вулканогенными породами верхнего палеозоя и мезозоя, заключенными между интрузивными и метаморфическими образованиями западной части округа Нельсон и поясом кристаллических сланцев Марлборо. Эти породы хорошо сопоставимы с аналогичными отложениями синклинали Саутленд. Предполагают, что в прошлом обе синклинали представляли собой единую структуру, разделившуюся в результате сдвига по Альпийскому разлому (с горизонтальным смещением до 480 км). Правильность этого предположения подтверждается сходством интрузивных и метаморфических пород западной части Нельсона и Фьордленда, а также почти полной аналогией кристаллических сланцев Марлборо и Отаго.

Метаморфические сланцы Отаго и Южных Альп. Кристаллические сланцы, слагающие основание этого района, образовались в результате регионального метаморфизма 15-километровой толщи граувакк и аргиллитов Новозеландской геосинклинали позднепалеозойского или триа-

сового возраста. На ранних стадиях метаморфизма эти породы были интенсивно смяты в серию складок, большей частью опрокинутых или лежачих, что привело к повсеместному пологому (до горизонтального) рассланцеванию пород на большей части геосинклинали; только в прибортовых ее частях углы падения резко возрастают. Предполагается, что эти процессы были связаны с орогенезом Рангитата (поздняя юра — ранний мел). К середине мелового периода область распространения кристаллических сланцев была денудирована, а в третичный период завершилось формирование пенеплена. Эти породы ныне обнажаются на размытой поверхности большей части площади округа Отаго. Вдоль Южных Альп отмечается постепенный переход этих сланцев в биотитовые, гранатовые и олигоклазовые сланцы и гнейсы. Плоскости рассланцевания ориентированы в север-северо-восточном направлении, под острым углом к простиранию зон метаморфизма и Альпийского разлома. В описываемых сланцах выделяются три стадии складчатости и метаморфизма.

Кристаллические сланцы Марлборо. Типичные хлоритовые сланцы, развитые на территории Отаго, обнаружены в районе округа Марлборо, к западу от Альпийского разлома и вдоль его основного продолжения — разлома Вайрау. Поэтому представляется вероятным, что они переместились сюда из района Отаго в результате поперечных сдвигов вместе с другими образованиями синклиналей Нельсон и Саутленд и породами основания районов западной части Нельсона и Фьордленда.

Граувакки Южных Альп. Геосинклинальные граувакки и аргиллиты, претерпевшие складчатость и разрывные нарушения, слагают сильно расчлененные хребты Южных Альп, возвышающиеся почти на 4000 м над уровнем моря (горы Тасман — 3496, Кука — 3764 м). Эти породы прослеживаются в северо-восточном (в пределы Марлборо, где они слагают горы Спенсер) и в восточном направлениях, они заходят на территорию округа Кентербери, образуя предгорья Южных Альп.

Скорее всего породы основания под равнинами Кентербери — это все те же граувакки и аргиллиты. Вблизи их контакта со сланцами Отаго, на юге региона, граувакки и аргиллиты еще интенсивнее смяты в складки, осевые плоскости которых характеризуются довольно выдержанным падением в направлении к эвгеосинклинали. Считается, что наиболее древние отложения обнажаются в горах, примыкающих к Южным Альпам на юге округа Кентербери (например, в горах Керклистон и Хантер). Эти породы, датирующиеся предположительно пермью и ранним триасом, местами значительно рассланцованы. В других районах Кентербери и Марлборо встречаются отложения с позднетриасовой фауной, а на северном побережье Кентербери, вблизи г. Чевиот, найдены позднеюрские окаменелости.

Равнины Кентербери и п-ов Банкс. Равнины Кентербери, ширина которых достигает 60 км, а высота над уровнем моря — 500 м, представляют собой огромные конусы выноса, образованные песчано-гравийным материалом, отложенным наиболее крупными реками в период максимального распространения высокогорных ледников Южных Альп. По всей вероятности, это соответствовало завершающей фазе одной из основных стадий последнего оледенения. С того времени конусы выноса подвергались разрушению под воздействием как речной эрозии, так и морской абразии. Тем не менее подстилающие их породы, являющиеся продолжением развитых в более западных районах, вскрыты на дневной поверхности только у подножий Южных Альп.

Гористый п-ов Банкс, высота которого над уровнем моря 1 км, образован двумя сросшимися вулканами ранне-среднеплейстоценового возраста. Продукты их деятельности представлены чередующимися потоками базальтовых и андезитовых лав. По данным изучения магнитных аномалий установлено, что сходные по составу основные породы подстилают прибрежные равнины Кентербери к юго-западу от п-ова Банкс; обнажаются они только вблизи городов Тимару и Джералдин. Немые граувакки встречены в пределах восточного вулкана в значительном удалении от ближайших обнажений древних пород.

Восточный Марлборо. Этот регион приурочен к южному окончанию позднемезозойской геосинклинали, простирающейся вдоль восточного побережья о. Северного. Наиболее древние породы здесь — переотложенные граувакки, сходные с граувакками Южных Альп, но относительно более молодого возраста. Вдоль осевой линии южной части геосинклинали, в пределах округа Марлборо, на них согласно залегают переотложенные песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов. В восточном направлении эти отложения постепенно сменяются маломощными шельфовыми осадками, несогласно перекрывающими граувакки. Возраст довольно редких окаменелостей, обнаруженных в последних, варьирует от позднеюрского до альбского. В шельфовых осадках фауна встречается значительно чаще; возраст осадков от альба до маастрихта включительно.

В пределах рассматриваемого региона Альпийский разлом разделяется на несколько ветвей, в том числе на разломы Аватере, Кекеренгу и Хоп-Каикоура. Они пересекают дно прол. Кука и продолжаются на о. Северном. Как хр. Сивард-Каикоура, так и хр. Инленд-Каикоура (наивысшая точка — пик Тапуаенуку; 2890 м) представляют собой блоковые структуры, развившиеся в результате подвижек по этим разломам.

Хребты восточного побережья о. Северного. Они служат северным продолжением гор восточной части Марлборо и сложены аналогичными породами. Наиболее древние из развитых здесь отложений — верхнеюрские граувакки, отмеченные на юге округа Хок-Бей. Распространение нижнемеловых пород ограничено южной частью региона; это — разрушенные темно-серые аргиллиты и массивные туфогенные граувакковые песчаники с прослоями переотложенных конгломератов. Граувакковыми песчаниками сложены крутые, скалистые холмы. Здесь присутствуют отложения всех верхнемеловых ярусов, причем для них установлены те же фациальные изменения (снизу вверх) по разрезу, которые характерны для восточной части Марлборо: от переотложенных пород до шельфовых осадков. Осадконакопление продолжалось на протяжении большей части третичного периода; в позднетретичную эпоху этот регион испытал интенсивную складчатость, в результате которой возникшие складки оказались ориентированными в северо-восточном направлении. Впоследствии они были разбиты многочисленными поперечными разломами, часть из которых сохранила активность до настоящего времени.

П-ов Раукумара. В геологическом отношении эта часть о. Северного представляет собой южное окончание меловой геосинклинали, вдоль погружающейся к северу оси которой развилась центральная горная система п-ова Раукумара. Южная, юго-восточная и юго-западная границы геосинклинали достаточно отчетливы. Характер выклинивания отложений и их фациальных изменений аналогичен описанному для восточной части Марлборо. В рассматриваемом регионе эти породы слагают главный водораздел, протягивающийся между зал. Пленти и восточным побережьем полуострова. Наиболее высокие вершины — хр. Раукумара (более 1500 м) и его продолжение — хр. Хуиарау (1200 м). Эти два хребта образованы рядом массивных, густо залесенных горных кряжей, глубоко расчлененных крутыми ущельями; здесь находятся самые малодоступные участки о. Северного. К северо-восточной части полуострова приурочен массив, сложенный позднемезозойскими вулканогенными породами (вулканиты Матакаоа).

Западный Нортленд. Самые древние породы данного региона — вулканиты Тангихуа — геосинклинальные

образования очень большой мощности, перемежающиеся маломощными прослоями туфов и редкими линзами известняков. С вулканитами этой формации весьма сходны породы Матакаоа на п-ове Раукумара; их считают одновозрастными. Согласно палеонтологическим данным здесь, очевидно, представлен полный верхнемеловой — нижнетретичный разрез, однако широкое развитие оползней и глубокое выветривание пород очень затрудняют детальное изучение стратиграфии и структурных особенностей региона. В западной его части прослеживается почти непрерывная полоса субаквальных андезитов миоцена. В течение плиоцена и плейстоцена формировались потоки базальтовых лав, которыми ныне сложены вулканические плато.

Восточный Нортленд. Домиоценовый разрез и особенности геологического строения региона в значительной степени отличаются от таковых Западного Нортленда. Самые древние отложения, развитые на этой территории,— граувакки с прослоями базальтов и известняковыми линзами, содержащими пермские фораминиферы и кораллы; породы круто падающие. Очевидно, мезозойские отложения здесь отсутствуют, а более молодые образования — эоценовые морские аргиллиты и угли и олигоценовые известняки — залегают на размытой поверхности граувакк и в наши дни сохранились лишь в западной части региона. Постолигоценовые породы представлены в основном вулканитами — миоценовыми андезитами и агломератами, слагающими зазубренные пики прибрежных скал вблизи Вангареи, и плиоцен-плейстоценовыми платобазальтами и шлаковыми конусами, окаймляющими зал. Бей-оф-Айлендс.

Юго-Восточный Окленд. Северная часть этого региона образована гористым п-овом Коромандел (на востоке) и низменными областями (на западе). Хр. Коромандел и его южное продолжение хр. Каимаи отделяются от низменностей (равнин Ферт-оф-Темс и Хаураки) хорошо выраженным в рельефе сбросовым уступом. В свою очередь равнины Хаураки отделены от долины р. Уаикато цепью холмов, сложенных граувакками с позднеюрской фауной. Такие же холмы почти полностью окаймляют впадину Уаикато; р. Уаикато прорезает их, образуя ущелья Карапиро и Таупири.

П-ов Коромандел, о. Грейт-Барриер и хр. Каимаи сложены миоценовыми андезитами и плиоценовыми риолитовыми игнимбритами, которые, судя по всему, подстилаются юрскими граувакками, обнажающимися в нескольких местах на п-ове Коромандел. Месторождения золота и серебра, связанные с вулканитами полуострова, интенсивно разрабатывались.

Древние породы впадины Уаикато и равнин Хаураки перекрыты позднеплейстоценовыми пемзовыми песками, образовавшимися в результате размыва пород Вулканического пояса, расположенного южнее. На некоторых участках, по-видимому, сохранился также осадочный чехол третичного возраста.

Южная часть региона сложена в основном игнимбритами, являющимися частью Вулканического пояса, полого погружающегося в северном направлении. На западе этот покров прерывается эрозионными «окнами» граувакк, а на востоке окаймляется узкой полосой пресноводных отложений плиоцена, клиновидно переслаивающихся морскими осадками в прибрежной зоне.

Юго-Западный Окленд. Относительно древние породы вместе с фаунистически охарактеризованными триасовыми и юрскими шельфовыми отложениями образуют синклиналь Кафиа, сформировавшуюся в ходе позднеюрского — раннемелового орогенеза Рангитата. Хотя эта синклиналь кое-где скрыта чехлом более молодых пород, ее отложения прослеживаются почти на всем протяжении региона. Представляется несомненным, что эта синклиналь продолжается и далее на юг под покровом третичных осадков Таранаки; она пересекает прол. Кука и смыкается с синклиналью Нельсон. Окаменелости более обильно представлены в отложениях ее западного крыла; возраст самых древних из них — позднетриасовый. По палеонтологическим данным этот разрез неполный, с перерывом в средней юре.

Залегающие в основании разреза туфогенные граувакки, песчаники и аргиллиты по мощности и фаунистической охарактеризованности сходны с одновозрастными породами синклиналей Нельсон и Саутленд. В целом осадочные выполнения всех трех синклиналей (Кафиа, Нельсон и Саутленд) представляют собой шельфовые и переходные отложения западного крыла Новозеландской геосинклинали. Они прослеживаются до западного побережья Новой Каледонии. Верхняя часть юрского разреза сложена мелководно-морскими и пресноводными отложениями, венчающимися верхнеюрскими. Меловые породы отсутствуют, а третичный осадочный покров оказался размытым на большей части рассматриваемой территории. Мощность сохранившихся частей осадочного чехла (главным образом в сбросовых впадинах) иногда превышает 300 м. В северной части региона промышленные угольные пласты залегают на глубоко выщелоченных граувакках.

Значительные площади заняты четвертичными базальтами и андезитами. На юге региона возвышаются два крупных вулканических конуса — Пиронгиа и Кариои, а в северной его части, вблизи г. Окленда, — многочисленные, более молодые, но менее высокие и расчлененные конусы.

Таранаки. Этот регион имеет наиболее простое геологическое строение на современном срезе по сравнению с другими частями Новой Зеландии. На севере мезозойские отложения синклинали Кафка перекрываются морскими третичными осадками, прослеживающимися к югу, где они широко распространены; к западной части поля их развития приурочен ряд вулканических жерл андезитовых вулканов, образующих цепь с самым высоким (2500 м) конусом Эгмонт (на восточном склоне которого находится вторичный конус Фэнтем). В результате неоднократных извержений сформировался мощный покров плодородных вулканических пеплов.

Осадконакопление в раннем эоцене началось с формирования угольных залежей. Затем последовало отложение известняков и других сравнительно маломощных осадков олигоценового возраста. В раннемиоценовую эпоху площадь современного округа Таранаки представляла собой обширную, быстро погружающуюся впадину, где аккумулировалась морская осадочная толща мощностью более 5000 м.

Рассматриваемая территория начала испытывать поднятие в позднетретичную эпоху и четвертичный период; процесс этот, начавшийся на севере региона, постепенно смещался к югу. В результате по направлению с севера на юг осадочный чехол оказывается сложенным более молодыми морскими осадками.

Третичные отложения вблизи Нью-Плимута, на северном склоне горы Эгмонт, скрыты под покровом вулканогенных пород. Здесь в пределах единственного промышленного месторождения нефти Новой Зеландии были пробурены многочисленные скважины. В Капуни (к югу от горы Эгмонт) на глубине 4000 м под мощным чехлом третичных морских отложений обнаружены природный газ и газоконденсат.

По возрасту вулканогенные породы Таранаки могут быть подразделены на две группы. К первой относятся раннеплейстоценовые дациты Шугар-Ловс, Вареорино и Пехиматеа. Вторая группа включает в себя позднеплейстоценовые — голоценовые андезиты — продукты деятельности трех вулканов центральной части Таранаки, имеющие общее северо-западное простирание. Наиболее древняя формация этой группы — Кантане, за ней следуют вулканиты Поуакаи, самые же молодые вулканогенные породы относятся к формации Эгмонт. Согласно радио-

углеродной датировке последнее извержение произошло 360 лет назад.

Впадина Рангитикеи. На площади региона широко развит осадочный чехол раннечетвертичного возраста, сложенный пресноводными образованиями, а также фаунистически охарактеризованными морскими песками, алевролитами и ракушняковыми известняками, отлагавшимися с некоторым наклоном в сторону моря. Они подстилаются морскими раннечетвертичными осадками, также падающими в сторону моря и залегающими на граувакковом основании. В настоящее время все эти осадочные породы образуют синклинальную структуру, простирающуюся субпараллельно гряде, расположенной восточнее; возникновение этой структуры, по-видимому, связано с главной гравитационной аномалией Новой Зеландии. Эта аномалия, имеющая в плане овальную форму, пересекает прол. Кука и достигает северного побережья Марлборо, в районе Рангитикеи она равна 160 мгал. Эта аномалия, по всей вероятности, отвечает либо мощной толще метаморфизованных пород (граувакк или кристаллических сланцев), либо поверхности раздела глубокозалегающих коровых слоев различного состава; этой поверхности, по-видимому, соответствуют основные структурные элементы Новой Зеландии: Альпийский разлом о. Южного и Вулканический пояс о. Северного. Четвертичные отложения нарушены нормальными сбросами, находящимися, по всей вероятности, на продолжении разломов Вулканического пояса и резко отличающимися от поперечных сбросов и надвигов восточных районов.

Впадины Уаирарапа и Хокс-Бей. Бóльшая часть площади региона покрыта раннечетвертичными морскими и пресноводными осадками, сходными с отложениями впадины Рангитикеи. В базальной толще содержатся мощные слои конгломератов, образовавшихся за счет разрушения пород центрального хребта Руахине. Именно по этим отложениям устанавливается время максимального поднятия региона. На востоке они подстилаются верхнетретичными образованиями гор Уаирарапа, а на западе и на севере региона непосредственно залегают на граувакках, слагающих осевой водораздел, либо на верхнетретичных породах. Подстилающие граувакки в восточной части региона датируются, по-видимому, юрским, а в западной — триасовым возрастом.

Поперечные разломы, являющиеся продолжением разломов о. Северного, пересекли регион и привели к смещению позднеплейстоценовых террас.

Водораздел о. Северного. Эта морфоструктура сложена граувакками, за исключением останца морских нижнетретичных пород и нескольких более мелких «пятен» верхнетретичных морских отложений. Кроме того, на севере отмечается маломощный покров пемз и игнимбритов четвертичного возраста. На юге, вблизи Веллингтона, граувакки имеют позднетриасовый возраст, в северной же части хребта, вблизи Уакатане, они, очевидно, датируются юрой. Постепенное возрастание степени метаморфизма, прослеженное от центральной части о. Северного в западном направлении (до стадии субкристаллических сланцев в горах Каиманава), может служить показателем последовательного увеличения возраста пород в этом направлении.

Вулканический пояс. Активные в настоящее время вулканы Руапеху, Нгаурухоэ, Тонгариро, Таравера и Уайт-Айленд расположены в пределах региона на одной линии, связывающей вулканы Новой Зеландии с островами Кермадек, Тонга и Самоа. Эта линия с начала четвертичного периода соответствует зоне постоянной вулканической активности. Вулканы, находящиеся за пределами Новозеландского вулканического пояса, так же как Эгмонт и некоторые конусы Окленда, извергались в течение последних 2000 лет. Исходя из этого их следует отнести к активным, хотя, за исключением вулкана Эгмонт, извергались они, как правило, непродолжительное время.

В центральной части пояса, где мощность вулканитов превышает 1000 м, развиты базальтовые, андезитовые и риолитовые лавы различного состава. Большинство стратифицированных вулканов сложено кислыми туфами, распространившимися на значительное расстояние от материнских жерл, в настоящее время погребенных. Важную роль среди вулканогенных пород играют игнимбриты, образовавшиеся, очевидно, за счет палящих туч и «пемзовых дождей».

Вулканический пояс пересекают многочисленные разломы, преимущественно нормальные сбросы северо-восточного простирания. Иными структурными особенностями характеризуются регионы, расположенные к востоку и к юго-востоку от рассматриваемого, где преобладают поперечные разломы.

История геологического развития

Точных данных о присутствии докембрийских образований на территории Новой Зеландии не имеется; к предположительно докембрийским условно отнесены формации Гринланд Уэстленда и Уанута Юго-Западного Нельсона, сложенные немыми, слабо метаморфизованными граувакками и аргиллитами.

Нижнепалеозойские породы сохранились лишь на небольших участках в пределах Фьордленда и северной части Западного Нельсона; наличие небольших «островков» этих пород имеет немаловажное значение, так как оно свидетельствует о существовании уже в то время геосинклинальной седиментации на территории Новой Зеландии. Следует отметить, что уже в раннем девоне осадконакопление сократилось. Представителей фауны, обнаруженных в более древних отложениях, можно назвать космополитными, однако в нижнедевонских породах впервые были найдены эндемичные австралийские формы. Присутствие в Новой Зеландии средне- и верхнедевонских отложений точно не установлено.

На протяжении среднего, позднего девона и значительной части каменноугольного периода вся территория Новой Зеландии была охвачена орогенезом Тухуа, в ходе которого произошло фундаментальное изменение ее геологического строения и характера седиментации. Описанные отложения перекрываются очень мощной толщей, аккумулировавшейся к востоку от краевой части массива более древних пород, образующих приподнятые участки в районах Фьордленда, Северо-Западного Нельсона и прибрежной части Уэстленда. Эта толща формировалась в условиях быстро погружающейся Новозеландской геосинклинали, прослеживаемой во всех регионах островов Южного и Северного, за исключением перечисленных выше. Самые древние породы Новозеландской геосинклинали — фаунистически не охарактеризованные кристаллические сланцы Отаго, Уэстленда и Марлборо, а также гор Каиманава (о. Северный). По-видимому, некоторая часть этих пород может быть датирована карбоном, однако высокая степень их метаморфизма затрудняет точное определение возраста.

На западном крыле геосинклинали развиты краевые фации фаунистически охарактеризованных отложений, сформировавшихся в течение перми, триаса, юры и раннего мела. В осевой части геосинклинали, где шло наиболее быстрое погружение, отлагались граувакки и аргиллиты, одновозрастные с породами краевых фаций, но более уплотненные, складчатые и почти лишенные окаменелостей. Отложения краевых фаций, несмотря на перемятость, в настоящее время отчетливо прослеживаются в пределах синклинали Саутленд (от юго-восточного побережья Отаго через территорию Саутленда до Альпийского разлома). Далее по простиранию последнего эти осадки полностью отсутствуют на протяжении 500 км, но вновь появляются в синклинали Нельсон; по всей вероятности, они продол-

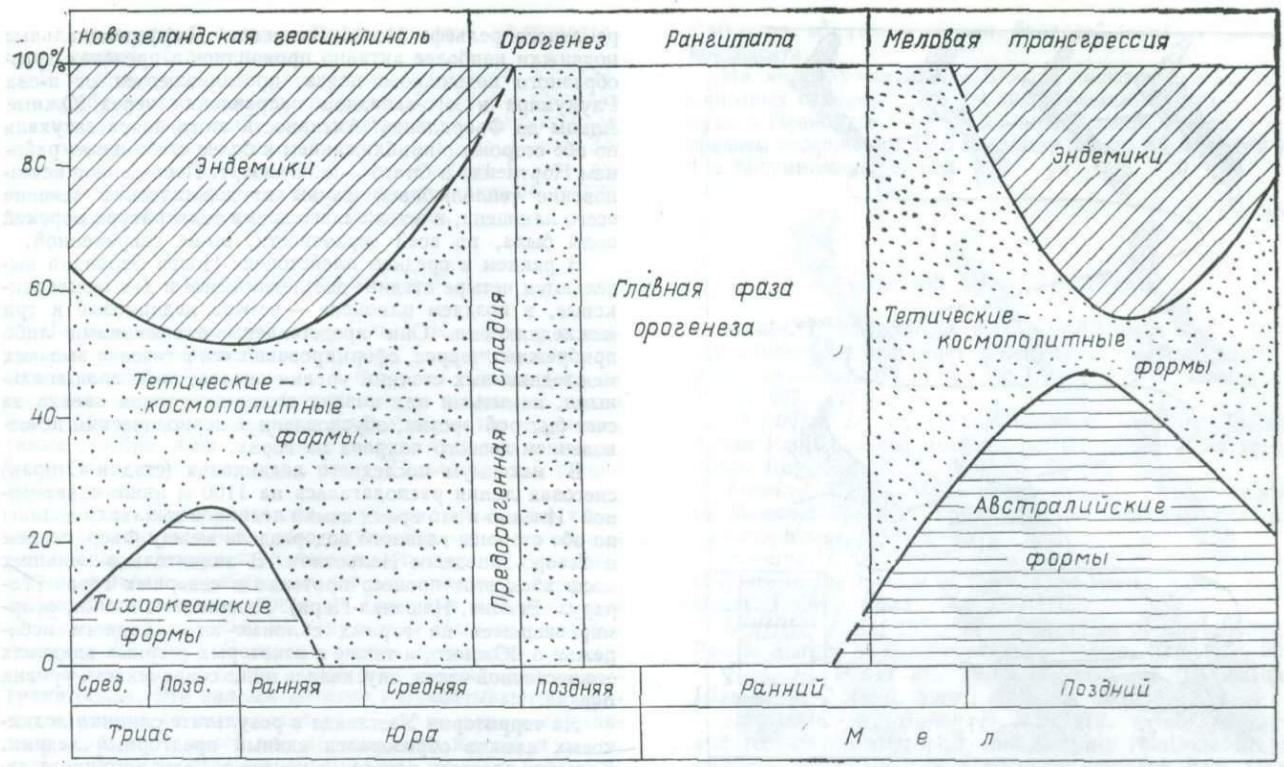


Рис. 2. Изменения фаунистических комплексов в связи с орогеническими движениями в мезозое Новой Зеландии. По К. Флемингу [Fleming C. A., 1967].

жаются далее в северном направлении, под прол. Кука и третичным осадочным чехлом Таранаки, а затем обнажаются на западном побережье Окленда.

Отложения осевой части геосинклинали подвергались интенсивной складчатости и разрывным нарушениям. В настоящее время ими сложены осевые части хребтов Северного и Южного островов; они же подстилают более молодые образования на всей остальной территории Новой Зеландии.

За пределами двух главных островов простирание геосинклинали может быть определено только предположительно. Ее западная граница, очевидно, прослеживается вдоль островов Стьюарт и Те-Снэрс к островам Окленд. К север-северо-западу от Новой Зеландии породы Новозеландской геосинклинали обнаружены в Новой Каледонии, а к востоку — на островах Чатем.

При оценке сходства фаунистических комплексов в отложениях Новозеландской геосинклинали обращает на себя внимание их значительная изменчивость. В пермский период (для которого характерно присутствие холодноводных «австралийских» форм), так же как и в средне-позднеюрскую и раннемеловую эпохи, в основном преобладали представители, характерные для Тетиса или Индо-Тихоокеанской провинции. В триасовую и раннеюрскую эпохи в составе этих фаун преобладали эндемичные формы. Диаграмма (рис. 2) отражает в несколько схематизированном виде для каждого стратиграфического подразделения процентное соотношение форм мигрантов — двустворок и гастропод, поступивших из разных биогеографических зон. Увеличение количества тетических и космополитных фаунистических компонентов в средней и поздней юре связано с кульминацией орогенеза Рангитата, приведшего к временному прекращению изоляции юго-восточной части Тихого океана, поскольку проявления орогенеза способствовали возникновению мелководных течений северо-западного направления. Вторичный расцвет эндемичных форм в позднем мелу отражает вновь возрастающую изоляцию Новой Зеландии. Появление австралийских представителей в мелу свидетельствует о том, что пути миграции фауны, связанные в настоящее время с западным течением в южной части Тихого океана, впервые были заложены, очевидно, в меловом периоде.

Первые обмеления в районе Новозеландской синклинали, связанные с поднятием территории, имели место в средней и поздней юре; за этим последовали проявления орогенеза Рангитата (предположительно поздний титон — неоком), хотя надежное палеонтологическое обоснование такой датировки пока отсутствует. К апту геосинклиналь сохранилась только на восточном побережье Новой Зеландии. Складчатый геосинклинальный пояс был первоначально выражен горными хребтами, которые в результате длительной денудации были разрушены, и к концу мела сформировался низменный рельеф. Это время ознаменовалось началом морской трансгрессии; дальнейшее постепенное погружение территории продолжалось вплоть до олигоцена, когда на месте современной Новой Зеландии располагался обширный архипелаг (рис. 3).

Первоначально Новозеландская геосинклиналь имела прямолинейную или слегка дугообразную форму. Как ныне установлено, она представляла собой морфологически выдержанную гряду, ограничивающую Гондвану. Поднятие Лорд-Хау, плато Кэмпбелл и западная оконечность о. Южного являются реликтами ранее существовавшей гряды [Fleming C. A., 1970; Griffiths J. R., 1971]. В ходе орогенеза Рангитата Новозеландская геосинклиналь была нарушена разрывами и разбита на отдельные блоки, что произошло одновременно с основным раздвижением континентов, входящих в состав Гондваны.

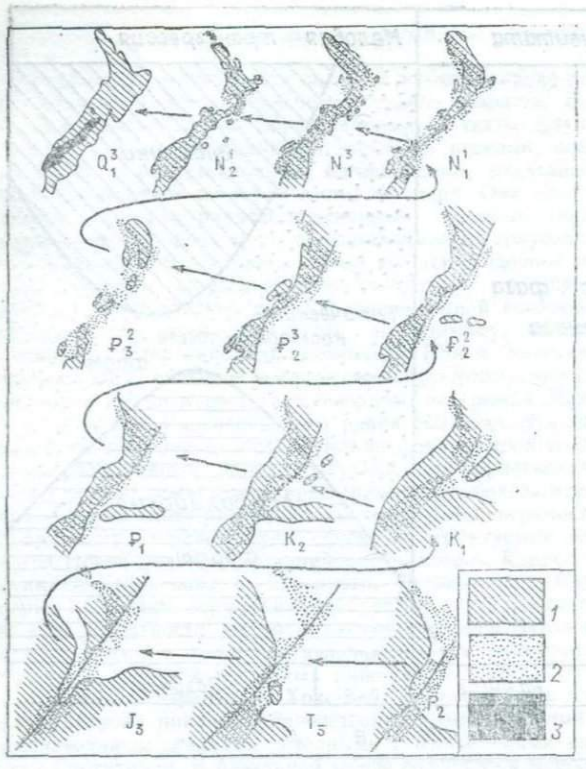


Рис. 3. Эволюция береговой линии Новой Зеландии от позднего палеозоя до четвертичного периода.

1 — распределение суши в различные геологические эпохи; *2* — современные очертания Новой Зеландии; *3* — ледник.

До разделения Гондваны на отдельные континенты Новозеландская геосинклиналь была, очевидно, отрогом геосинклинали Папуа (Новая Гвинея), а также сообщалась с Западно-Антарктической — Андийской геосинклиналью (рис. 4). В настоящее время Новозеландский и Западно-Антарктический — Южно-Американский регионы разделены крупным расколом, по которому в результате раздвигания сформировалось молодое океаническое дно на месте Южно-Тихоокеанского поднятия.

Сходство фауны в отложениях описываемого региона и районов Тетиса отмечается и для среднемеловой эпохи, однако следует учитывать появление и широкое развитие в позднем сеноне и маастрихте австралийских форм. Первое появление таких форм относится к пермскому периоду (см. рис. 2). Палеоцен и эоцен характеризуются широким развитием эндемиков, а также тетических групп. В олигоцене имело место значительное внедрение тепловодных индо-тихоокеанских форм, достигших наибольшего расцвета в раннем миоцене, именно в то время, когда на территории Нортленда произрастали рощи кокосовых пальм.

Новозеландская геоантиклиналь (в настоящее время выраженная останцами эродированных гор, сформировавшихся в ходе орогенеза Рангитата) была заложена в миоценовую эпоху. По обе стороны геоантиклинали образовались седиментационные бассейны, осложненные эрозионными оползнями. В средне-позднемиоценовую эпоху морские бентосные фаунистические комплексы последовательно сменяются более холоднолюбивой фауной морей, окружавших Новую Зеландию, что проявляется в исчезновении субтропических родов, терминальный максимум которых совпадал со среднетретичной эпохой.

В плиоцене тектонические движения становятся еще более интенсивными; именно в это время достигает кульминации орогенез Каикоура, определивший особенности современного рельефа Новой Зеландии. Дифференциальные подвижки наиболее активно проявились в пределах дугообразного подвижного пояса, протянувшегося от п-ова Раукумара в юго-западном направлении через Южные Альпы до Фьордленда. Активность этого пояса затухала по обе стороны с приближением к более стабильным районам Нортленда и Отаго — о. Стьюарт. Постепенное исчезновение теплолюбивой фауны продолжалось в течение всего плиоцена, и все же в это время температура морской воды была, по всей вероятности, выше современной.

В раннем и среднем плейстоцене Новой Зеландии выделяются четыре стадии: две ледниковые и две межледниковые, в позднем плиоцене — четыре ледниковые и три межледниковые. Они представлены отложениями либо прибрежных террас, сформировавшихся в течение высоких межледниковых стояний уровня океана, либо аллювиальными, намытыми при низких стояниях уровня океана за счет быстрой эрозии, обусловленной периодическим исчезновением лесного покрова на горах.

В максимум последнего ледниковья (стадия Отиран) снеговая линия располагалась на 1100 м ниже современной. Именно в это время языки ледников выпахали долины по обе стороны главного водораздела между Фьордлендом и Северо-Западным Нельсоном. В значительно меньших масштабах этот процесс протекал в северных горах (Тараруа, Эгмонт, Нашенал-Парк). Ледниковые языки, сформировавшиеся на горных склонах юго-западного побережья о. Южного, а также в некоторых озерных впадинах его восточной части, спускались ниже современного уровня океана.

На территории Уэстленда в результате слияния ледниковых языков образовался единый предгорный ледник. Большие площади на юге и в центре о. Северного представляли собой открытую каменистую местность, покрытую низкорослой растительностью (тундру). В Веллингтоне перигляциальный режим господствовал не только в субаэральных условиях, но и ниже уровня океана, поэтому в результате солифлюкции образовались значительные массы грубообломочного материала. Кроме того, произошло образование обширных зандровых равнин; впоследствии зандровые отложения перевевались. За счет образовавшейся пыли сформировались лёссовые почвы низменностей, распространившиеся до центральной части о. Северного, где они тонко переслаивались с вулканическим пеплом активных вулканов. Береговая линия того времени приблизительно соответствовала внешнему краю современного континентального шельфа. Таким образом, острова Северный и Южный, а также большинство остров-

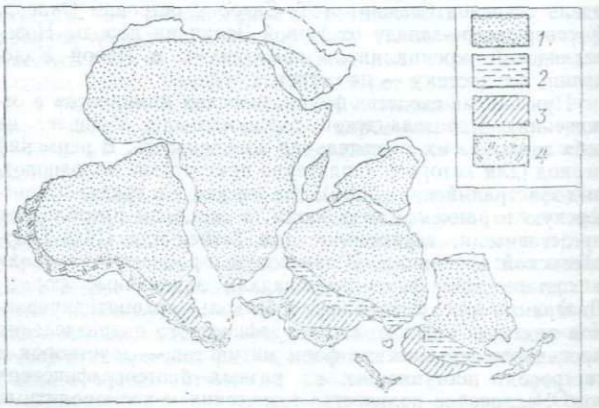


Рис. 4. Соотношение основных структур Новой Зеландии и реликтов Гондваны. Очертания материков — современные.

1 — щиты; *2—4* — орогены (*2* — раннепалеозойский, *3* — позднепалеозойский — раннемезозойский, *4* — позднемезозойский).

ков, входящих в состав Новозеландского архипелага, представляли единое целое.

В ходе фландрской трансгрессии произошло затопление прибрежных низменных территорий и сформировалась значительно изрезанная береговая линия, характерная для относительно более стабильных районов Новой Зеландии (например, Нортленда). Присутствие в этом регионе большого количества голоценовых осадков подтверждено данными радиоуглеродного метода.

Полезные ископаемые

На экономическое развитие Новой Зеландии в значительной степени повлияли открытия аллювиальных россыпей золота в 60-е годы XIX столетия. Самые богатые коренные месторождения (золотоносные кварцевые жилы) были обнаружены на п-ове Коромандел, где добывали также серебро, и на о. Южном (округа Нельсон и Отаго). Всего было экспортировано более 27 млн. унций (около 840 т) золота.

На п-ове Коромандел обнаружены в небольшом количестве свинец и цинк; присутствие сурьмы и вольфрама установлено в кристаллических сланцах о. Южного. Крупные залежи прибрежных черных (железосодержащих) песков были открыты в округах Таранаки и Саут-Окленд (о. Северный), а также на территории Нельсона и Уэстленда (о. Южный). В первом случае происхождение черных песков связано с разрушением андезитов, во втором — гранитоидов. Эти залежи активно разрабатываются, причем извлекаемая из них железная руда используется главным образом Японией для производства железа и стали.

В районе Нортленда обнаружены залежи бокситов, образовавшиеся в результате субтропического выветривания базальтовых покровов. На территории этого же округа были найдены небольшие месторождения марганцевых и медных руд, а вблизи термальных источников — выходы киновари. Следует упомянуть также хромит, получаемый из серпентинитов вблизи Нельсона. В 1955 г. было открыто урановое месторождение Буллер-Гордж (на севере о. Южного); уран обнаружен также на островах Окленд, расположенных в 1500 км к югу от о. Южного.

В связи с индустриализацией страны повысился спрос на неметаллическое сырье, в том числе на агрегат*, пески, известняки, бентониты, доломит, магнезит.

Возраст новозеландских углей варьирует от мелового (Уэстленд) до третичного (Уаикато, Саутленд и т. д.). На о. Северном преобладают бурые угли. Основные угольные месторождения сосредоточены в бассейне Уаикато и на севере Таранаки. Бурые угли обнаружены также на территории о. Южного (округа Нельсон, Уэстленд, Отаго, Саутленд). Месторождения более высокосортных каменных углей известны только в пределах о. Южного. Это — Пупонга, Рифтон, Буллер и Греймут. Антрациты встречены в районе округа Кентербери.

Нефтегазоносность связана с мощными осадочными бассейнами третичного возраста, где известны главным образом поверхностные нефтепроявления. Небольшое нефтяное месторождение на территории Таранаки, близ Нью-Плимута, эксплуатирующееся с начала XX в., является пока единственным в Новой Зеландии. В 1959 г. в Капуни (округ Таранаки) была обнаружена газоконденсатная залежь в эоценовых угленосных песчаниках на глубине около 4000 м. Запасы составляют 655 млрд. футов³ (более 18 млрд. м³) газа и 26 млн. баррелей (около 3,5 млн. т) конденсата. В 1969 г. открыто еще одно крупное газоконденсатное месторождение Мауи на акватории у южного побережья Таранаки. Запасы его достигают 5 трлн. футов³ (140 млрд. м³) газа и 75 млн. баррелей (около 10 млн. т) конденсата.

На островах Северном и Южном имеются залежи битуминозных сланцев; наиболее значительные из них — Орепуки и Невис, где запасы составляют около 2 млрд. т при среднем содержании 12,6 галлонов (около 48 л) нефти на 1 т битуминозных пород.

Г. Р. Стивенс

* Любой твердый строительный материал (песок, гравий, шлак и т. д.). — *Прим. пер.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Austin, P. M., Sprigg, R. C., Braithwaite, J. C., 1973. «Structure and petroleum potential of eastern Chatham Rise, New Zealand», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 57 (3), 477—497.

Christoffel, D. A., 1971. «Motion of the New Zealand Alpine Fault deduced from the pattern of sea—floor spreading», Roy. Soc. N. Z., Bull. 9, 25—30.

Fleming, C. A., 1967. «Biogeographic change related to Mesozoic orogenic history in the southwest Pacific», Tectonophysics, 4, 419—427.

Fleming, C. A., 1970. «The Mesozoic of New Zealand: chapters in the history of the Circum-Pacific mobile belt», Quart. J. Geol. Lond., 125, 25—170.

Griffiths, J. R., 1971. «Reconstruction of the southwest Pacific margin of Gondwanaland», Nature, 234, 203—207.

Hay, R. F., et al., 1970. «Geology of the Chatham Islands», N. Z. Geol. Surv., Bull. 83, 86 p.

Landis, C. A., Bishop D. G., 1972. «Plate tectonics and regional stratigraphic metamorphic relations in the southern part of the New Zealand geosyncline», Bull. Geol. Soc. Am., *83*, 2267—2284.

McLintock, A. H., ed., 1966. An Encyclopaedie of New Zealand. Wellington: N. Z. Govt. Printer, 3 vols.

Stevens, G. R., 1974. Rugged Landscape: The Geology of Central New Zealand. Wellington: A. H. & A. W. Reed, 286 p.

Suggate, R. P., 1971. «Mesozoic-Cenozoic development of the New Zealand region», Pacific Geol., 4, 113—120.

Suggate, R. P., Stevens, G. R., TePunga, M. T. (eds.), 1975. The Geology of New Zealand. Wellington: N. Z. Govt. Printer, 2 vols.

ПОЛИНЕЗИЯ

ГАВАЙСКИЙ АРХИПЕЛАГ

Гавайский архипелаг (Гавайские острова, Гавайи) заключен между координатами 18° 54′—28° 15′ с. ш. и 154° 40′—171° 15′ з. д. (рис. 1 и 2). Собственно Гавайи (по-полинезийски — Большой остров) — наиболее крупный по размерам — расположен в юго-восточной части архипелага, протянувшегося в общем северо-западном направлении на расстояние 2500 км. Только на этом острове имеются действующие вулканы.

Впервые Гавайские острова были заселены полинезийцами около 1200 лет назад. В 1898 г. архипелаг был аннексирован США; в 1959 г. он стал 50-м штатом этого государства.

Несмотря на то, что Гавайские острова расположены у северной границы тропического пояса, для них характерен субтропический климат. Это вызвано воздействием холодных течений, идущих от Берингова моря. Так, например, температура воды в районе Гавайских островов приблизительно на 5° С ниже средней температуры океанической воды в этих широтах; это отрицательно сказывается на росте коралловых рифов. Температура воды у Вайкики (о. Оаху) варьирует от 70 до 85° по Фаренгейту (21—29,5° С).

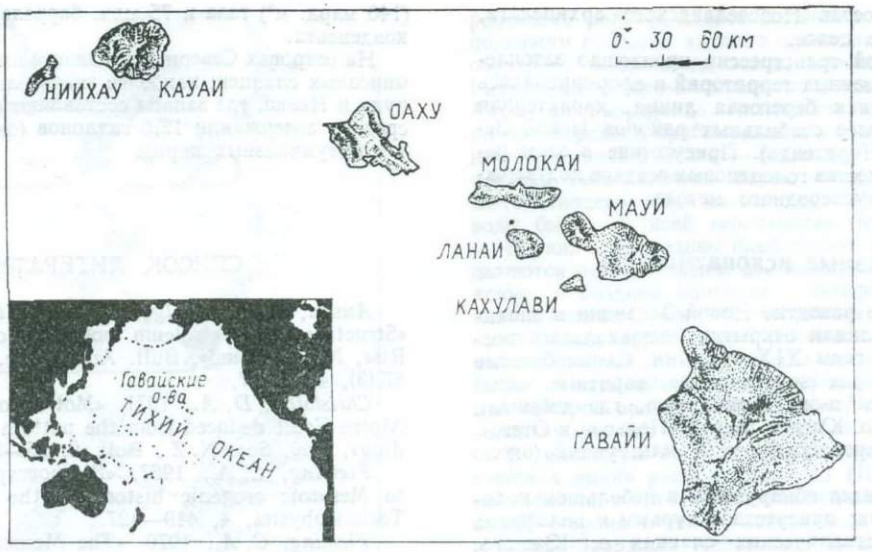


Рис. 1. Главные острова Гавайского архипелага
На врезке показано положение Гавайских островов в Тихом океане.

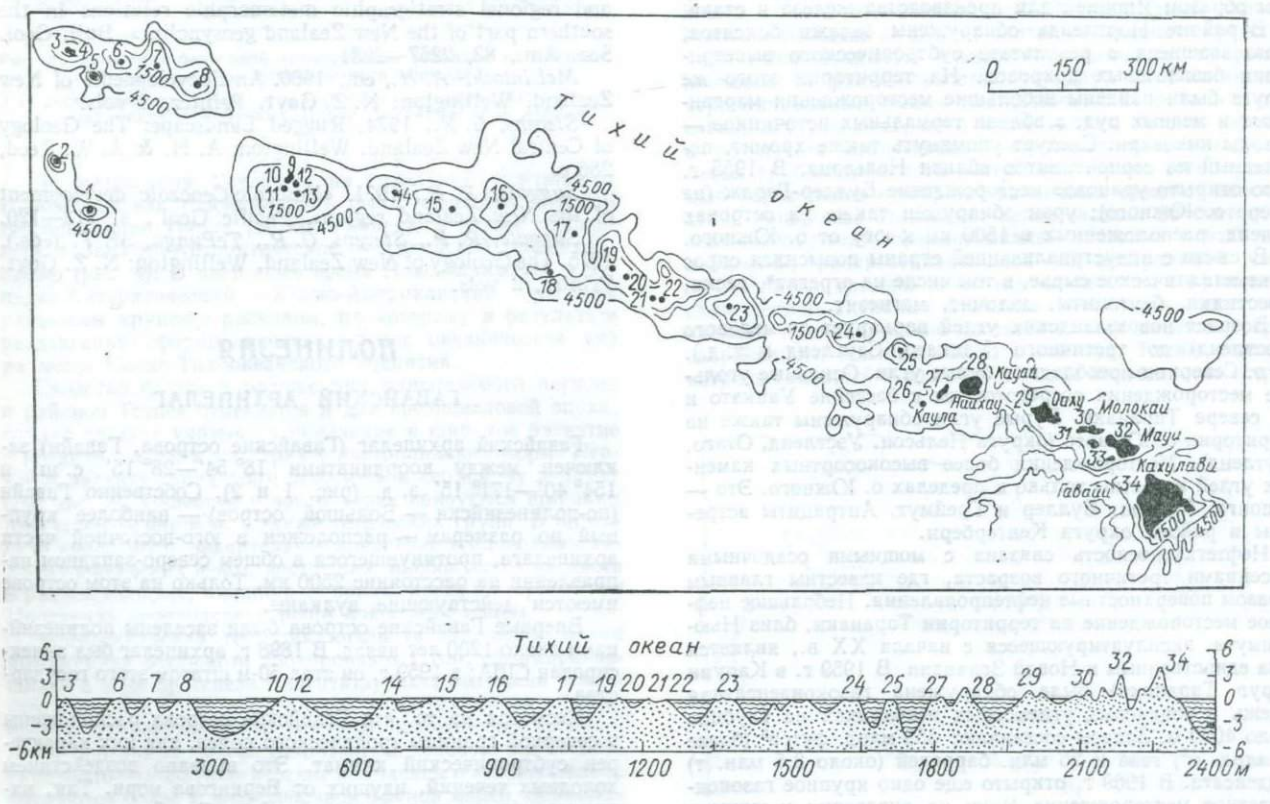


Рис. 2. Схематическая карта и меридиональный профиль Гавайского архипелага.

1 — безымянная отмель; *2* — риф Бенсалю; *3* — о. Куре или Ошен; *4* — о. Грии; *5* — банка Неро; *6* — острова Мидуэй; *7* — отмель Гамбия; *8* — рифы Пёрл и Гермес; *9* — о. Лисянского; *10* — риф Фишер; *11* — риф Минор; *12* — отмель Нева; *13* — отмель Спрингбанк; *14* — о. Лайсан; *15* — риф Маро (Даусет); *16* — банка Райта; *17* — рифы Гарднер; *18* — риф Ту-Бротерс; *19* — банка Сен-Рогатьен; *20* — банка Брукс; *21* — риф Лаперуз; *22* — отмель Френч-Фригит; *23* — о. Неккер; *24* — о. Нихоа; *25* — безымянная отмель; *26* — о. Каула; *27* — о. Ниихау; *28* — о. Кауаи; *29* — о. Оаху; *30* — о. Молокаи; *31* — о. Ланаи; *32* — о. Муи; *33* — о. Кахулави; *34* — о. Гавайи. Изобаты в метрах.

ТАБЛИЦА 1

Основные размеры наиболее крупных островов Океании

Название острова	Площадь, км²	Высота, м	Максимальный диаметр, км
Гавайи	10 436	4201	54,2
Мауи	1 883	3055	23,9
Оаху	1 563	1228	24,8
Кауаи	1 435	1574	18,6
Молокаи	672	1514	23,0
Ланаи	363	1035	8,3
Ниихау	186	388	6,0
Кахулави	115	447	6,8
Общая площадь островной суши	16 638	—	—

Гавайский архипелаг лежит в зоне действия северо-восточных пассатов, активных в течение всего года; зимой они периодически сменяются южными ветрами «кона»*, дующими непрерывно в течение 2—3 дней. Относительно низменные острова, такие как Кауаи или Ланаи, защищены от воздействия пассатов островами с более высоким рельефом и благодаря этому имеют очень сухой климат.

Северо-восточные склоны гор на островах, как правило, характеризуются наиболее влажными климатическими условиями, что опять-таки обусловлено направлением преобладающих ветров. Максимальное количество выпадающих осадков колеблется в пределах 600—2000 мм в зависимости от формы и высоты рельефа того или иного острова. Наиболее обильные ливни выпадают в результате действия южных штормов; 25 января 1956 г. на плантации Килауэа (о. Кауаи) за 24 ч выпало около 1000 мм осадков. Годовая сумма осадков на Гавайях варьирует от 250 мм и менее (на подветренных побережьях) почти до 12 000 мм в наиболее влажных климатических зонах. Однажды на вершине о. Кауаи, на высоте 5170 футов (1576 м) (табл. 1), была зарегистрирована сумма среднегодовых осадков, равная 1585 см.

Первые геологические исследования на Гавайях были проведены Дж. Дэна, принимавшим участие в знаменитой экспедиции Уилкса в 1833—1842 гг. Дж. Дэна ввел в геологическую литературу полинезийские слова «аа» и «пахоехое» в качестве терминов, обозначающих два различных типа базальтовых лавовых потоков. Он высказал предположение, что возраст вулканов становится последовательно более молодым в направлении с северо-запада на юго-восток.

Геоморфология

Рельеф Гавайского архипелага чрезвычайно разнообразен (рис. 3). Молодые вулканические конусы наряду с холмистыми поверхностями лавовых потоков образуют контрастные структурные формы рельефа. Молодые вулканы резко отличаются от вулканов более древних островов, где химическое выветривание в ряде мест проникло на глубину до 50 м и где некоторые потухшие вулканы подверглись настолько сильному разрушению эрозией, что оказались погребены под собственным обломками. Иногда на побережьях (например, о. Кауаи) над окружающей местностью воздымаются отвесные клифы высотой до 1000 м,

* «Кона» (полинез.) — штормовые ветры со значительным количеством осадков. — *Прим. пер.*

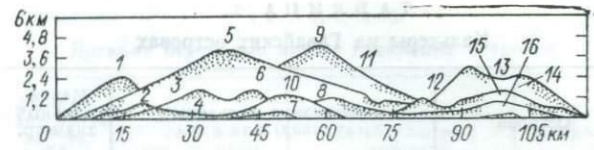


Рис. 3. Профиль гор Гавайских островов (вертикальный масштаб увеличен в 4 раза).

1 — гора Хуалалаи; *2* — о. Ланаи; *3* — гора Кохала; *4* — о. Зап. Молокаи; *5* — о. Мауна-Лоа; *6* — о. Зап. Мауи; *7* — о. Кахулави; *8* — о. Зап. Оаху; *9* — о. Мауна-Кеа; *10* — о. Вост. Молокаи; *11* — кратер Килауэа; *12* — каньон Ваимеа; *13* — кратер Халеакала; *14* — о. Кауаи; *15* — о. Вост. Оаху; *16* — о. Ниихау.

возникшие в результате процессов сбрососбразования и абразии. Отмечаются также многочисленные террасы, обусловленные поднятием коралловых рифов. Участки развития перемещающихся дюн расположены на незначительном расстоянии от болот, питаемых тропическими ливнями.

В 65 км к юго-западу от о. Мауна-Кеа, высота которого над уровнем моря 4201,5 м, была промерена глубина, оказавшаяся равной 3040—5560 м. Таким образом, общая высота о. Мауна-Кеа составляет около 9800 м [Dietz R. S., Menard H. W., 1953].

Ниже приводятся основные типы морфоструктур и форм рельефа, развитых на Гавайских островах.

1. Положительные формы, образованные лавовыми потоками.

А. Щитовые вулканы, такие, как действующие вулканы Мауна-Лоа и Килауэа (на о. Гавайи), со склонами, падающими под углами от 2 до 10°.

Б. Плато, образованные лавовыми потоками активного вулкана, перекрывающие лавовые излияния предшествующих этапов вулканизма.

В. Долины с плоскими днищами и равнины, возникновение которых обусловлено воздействием лавовых потоков, частично заполнивших бывшие V-образные долины, или потоков, перекрывавших несколько относительно низких водоразделов.

2. Структурные формы, развитые вокруг вторичных вулканических конусов.

А. Пемзовые, шлаковые, лавовые конусы и конусы разбрызгивания (рис. 4).

Б. Туфовые конусы, сформированные фреато-магматическими взрывами, обусловленными как внедрениями магмы в толщу коралловых рифов, так и подводными извержениями. Характерным представителем этого типа является вулканический конус Дайемонд-Хед (Алмазная голова) на о. Оаху.

В. «Луковицеобразные» (bulbous) купола, форма которых обусловлена излиянием вязких трахитовых лав, образующих крутосклонные нагромождения вокруг вулканических жерл.

3. Вулканические формы рельефа, связанные с явлениями обрушения.

А. Кальдеры, возникшие в результате обрушения вершин вулканических конусов. Примером этой разновид-

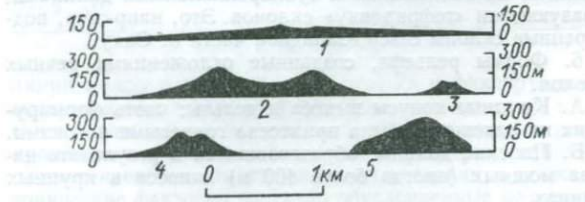


Рис. 4. Профили вторичных вулканических конусов (без искажения вертикального масштаба)

1—5 — конусы: *1* — лавовый; *2* — пепловый (после консолидации слагающего его материала именуется туфовым конусом); *3* — разбрызгивания (spatter cone); *4* — шлаковый; *5* — «луковицеобразный» (bulbous).

ТАБЛИЦА 2

Кальдеры на Гавайских островах

Острова	Название кальдеры (вулкана) или горы	Максимальный диаметр, км
Кауаи	Ваиалеале	21
Кауаи	Лиуэ * (депрессия)	18
Мауи	Халеакала **	12
Оаху	Коолау	10
Оаху	Ваианае	8
Ланаи	Впадина Палаваи	6
Молокаи	Восточный Молокаи	7
Гавайи	Мауна-Лоа	6
Кахулави	Безымянная	5
Гавайи	Килауэа	4,5
Кауаи	Хаупу	4
Мауи	Долина Йао	3

* Существование кальдеры в этой депрессии точно не установлено.

** Считается эрозионной депрессией; ее происхождение, возможно, связано со сбросовой тектоникой (в таком случае это не кальдера).

ности может служить кальдера Халемаумау на о. Килауэа. Древние кальдеры в результате воздействия эрозии в настоящее время превратились в низины. Это, например, низменные участки в районе Каилуа на о. Оаху. Данные о кальдерах о. Гавайи приведены на табл. 2.

Б. Провальные кратеры; это — формы обрушения, по площади уступающие кальдерам, но сходного с ними происхождения. К ним может быть отнесена «Цепь кратеров» вулкана Килауэа.

В. Грабены, протягивающиеся вдоль рифтовых зон; например грабен Макавели на о. Кауаи.

4. Сбросовые уступы, высота некоторых из них превышает 500 м. Такие уступы развиты на островах Гавайи и Кауаи.

5. Формы рельефа, связанные с речной эрозией.

А. Долины, начинающиеся с полукруглых амфитеатров, которые характерны для базальтовых вулканитов; встречаются в районах с обильными атмосферными осадками. История их развития достаточно сложна. Основные факторы, обусловливающие формирование этих долин, представлены на рис. 5. Их верховья характеризуются крутыми, обрывистыми склонами, сливающимися в скальные уступы значительной протяженности; примером могут служить обрывы «Пали» на о. Оаху, где несколько таких долин рассекает древнюю кальдеру Коолау.

Б. Склоны лавовых куполов щитовых вулканов, эродированные многочисленными субпараллельными долинами, образующими «гофрировку» склонов. Это, например, подветренные склоны северо-западной части о. Оаху.

6. Формы рельефа, созданные отложениями речных потоков.

А. Крупные конусы выноса и дельты; часть формирующих их отложений была принесена грязевыми потоками.

Б. Плоские долины, образовавшиеся в результате намыва мощных (иногда более 400 м) наносов в крупных долинах.

7. Формы рельефа, возникновение которых обусловлено морской абразией.

А. Береговые утесы (клифы).

Б. Поднятые террасы, большей частью врезанные в аллювиальные отложения.

В. Затопленные террасовые поверхности, образовавшиеся в периоды относительно низких стояний уровня Мирового океана.

8. Формы рельефа, образованные морской и эоловой аккумуляцией, а также ростом кораллов.

А. Окаймляющие коралловые рифы.

Б. Пляжевые отложения и отложения береговых дюн, в том числе пляжей с черными песками (вулканические пляжи). Последние образуются в результате измельчения и переработки отложений лавового материала морскими волнами.

В. Отложения поднятых рифов и поднятых прибрежных равнин.

Г. Эолианиты или литифицированные отложения древних дюн.

Д. Современные дюны, например «лающие пески» («barking sands») о. Кауаи.

Е. Отложения, принесенные волнами цунами. В результате воздействия цунами в 1865, 1946 и 1960 гг. вдоль пологих побережий некоторых островов были оставлены громадные валуны.

Ж. Лагунные отложения.

9. Болота, наиболее обширные из них развиты в горных областях, в местах с большим количеством атмосферных осадков и слабо дренируемых речной сетью. Примером могут служить сфагновые болота в районе горы Кохала (о. Гавайи), болото Ваиалеале (вершина о. Кауаи) и болото Эке (западная гористая часть о. Оаху).

10. Поверхности выравнивания (планации). Они образуются в тех районах, где междуречья достаточно глубоко срезаны эрозией и рельеф промежуточных участков оказывается выровненным за счет срезания ранее приподнятых и заполнения отложениями размыва пониженных участков. Район Канехое на о. Оаху представляет собой по существу пенеплен или педиплен.

11. Ледниковые отложения (морены). Известна одна морена на о. Мауна-Кеа, оставленная ледником во время висконсинского оледенения.

12. Оползни и сели, эти явления имеют место после сильных ливней и землетрясений. Например, гигантские оползни на о. Мауи произошли после землетрясения 1938 г. Катастрофический оползень на о. Гавайи явился результатом землетрясения 1865 г. Гигантские подводные оползни и обвалы могли послужить причиной образования некоторых береговых уступов. К последним относятся уступы на южных склонах о. Килауэа, а также древние

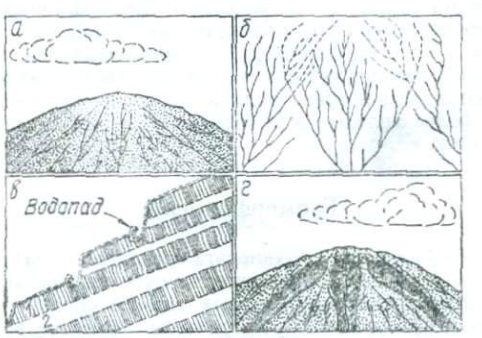


Рис. 5. Формирование долин, верховья которых образуют полукруглые амфитеатры.

а — молодой базальтовый купол с радиальной речной сетью; *б* — схема перехвата рек, в результате которого образуется основной водный поток — предшественник долин с амфитеатроподобными верховьями; *в* — водопады, возникновение которых обусловлено чередованием устойчивых и неустойчивых к разрушению слоев базальта; *г* — базальтовый купол с амфитеатроподобными верховьями долин, образованными основными водными потоками. Повторяющиеся эвстатические понижения уровня океана приводят к частым омоложениям рек; *1* — устойчивые; *2* — неустойчивые слои базальтов.

клифы Мауна-Лоа вблизи о. Наалеху. Они получили название «береговых оползневых сбросов»; падение их направлено в сторону моря [Stearns H. T., Clark W. O., 1930]. Слои субаэральных лав могут оползать по насыщенным влагой туфам, образовавшимся в течение подводной фазы развития вулкана. Это явление было описано Р. Фейрбриджем [Fairbridge R. W., 1950].

13. Конусы выноса подводных дельт. В районе *наветренного побережья о. Оаху на глубине от 2000 до 7000* обнаружены обширные конусы выноса, веерообразно расходящиеся от подводных каньонов; в них накапливается обломочный материал, вынесенный из крупных подводных долин [Hamilton E. L., 1957].

14. Делювиальные отложения, осыпи. Обширные делювиальные осыпи окаймляют высокие стенки каньонов и *сбросовых уступов. Более древние отложения этого типа* настолько разрушены химическим выветриванием, что они легко режутся ножом. Последние, таким образом, резко отличаются от делювиальных отложений, представленных в полузасушливых районах юго-запада США, где химическое выветривание играет второстепенную роль.

Древние береговые линии

Наиболее богатые ископаемыми остатками морские отложения залегают на высоте 326 м на о. Ланаи. Размыв поверхностного слоя наносов выше этого уровня был связан, по-видимому, с погружением острова на 336 м и абразионной обработкой этих отложений. На Гавайских островах имеется ряд поднятых береговых линий и погруженных террас. Их отметки и геологический возраст приведены в табл. 3 и на рис. 6. Коралловые известняки обнаружены на глубине 318 м. в скважине вблизи Дайемонд-Хед на о. Оаху. В связи с тем что колебания береговой

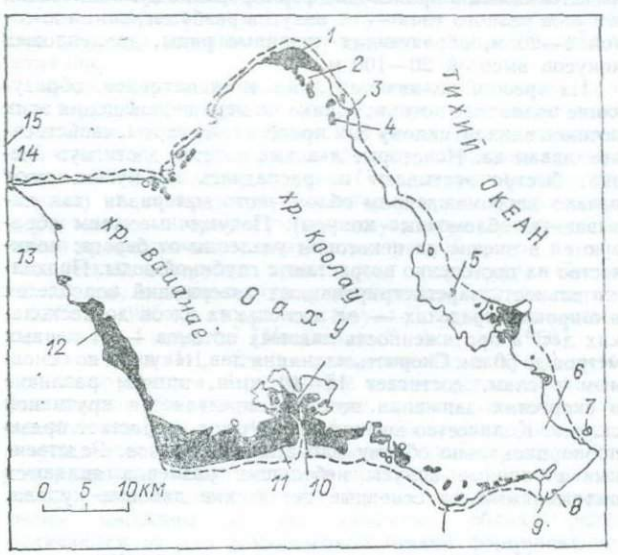


Рис. 6. Карта расположения поднятых атоллов, окаймляющих рифов и типичных приподнятых и погруженных береговых линий и шельфов о. Оаху.

1 — положение низкого стояния уровня океана в Кавела; *2* — береговые линии Кахуку и Кахипа; *3* — выходы пород формации Ланилоа; *4* — береговая линия Лаие; *5* — береговая линия Канеохе (—24 м); *6* — береговая линия Вайманало и выходы пород формации Беллоус-Филд; *7* — береговая линия Макапуу (—36 м); *8* — шельф Коко (—4,5 м); *9* — береговая линия Леахи-*1*; *10* — шельф Кахипа-Мамала (—105 м); *11* — береговая линия Эуа (—61,5 м); *12* — береговая линия Вайанае (7,5 м); *13* — *шельф Макуа (—72 м); 14 — береговая линия* Каэна; *15* — шельф Оаху (—900 м); штриховая линия — окаймляющий риф.

ТАБЛИЦА 3

Древние береговые линии Гавайских островов

Приблизительная высота, м	Название шельфа или террасы	Геологический и абсолютный возрасты	Остров
0	Презент	Современный	—
1,5	Капапа	4000	Оаху
—4,5	Коко	Поздний голоцен	»
—106	Мамала	12 000	»
—18	Гряда Макаи	Поздний висконсин	»
—36	Макапуу	Поздний висконсин	»
—45	Рейд Лахаина *	Висконсин ****	»
—24	Канеохе *	Висконсин	»
—56	Банка Пенгуин **	Висконсин	Молокаи
0,6	Леахи	115 000	Оаху
—90	Кавела	Ранний висконсин	»
7,5	Вайманало ***	125 000	»
3,5	Каилуа	Поздний сангамон	»
9	Оломану	Сангамон *	»
—106	Ваиппо	Иллинойс *	»
—73	Макуа *	Иллинойс (?)	»
14	Ваналае	Ранний иллинойс	»
21	Лаие	Ранний иллинойс (?)	»
28	Каэна	Ярмут *	»
—106 (?)	Кахипа	Канзас *	»
—62	Эуа	Канзас	»
7,5	Вайанае	Канзас	»
16,5	Кахуку	Канзас	»
76	Оловалу	Афтон *	Мауи
99	—	—	Ланаи
114	—	—	»
170	Манеле	Ранний плейстоцен (?)	»
190	Калуакапо	То же	»
366	Махана	»	»
—548	Луалуалеи	»	Оаху
—1100	Уахо	»	»

* Положение в данном ряду недостаточно определенное.

** Слишком значительные размеры банки Пенгуин исключают возможность ее формирования в течение столь кратковременного стояния уровня океана.

*** Имеет две береговые линии — 5,7 и 8,2 м выше уровня моря соответственно.

**** Висконсин — висконсинская (четвертая, последняя) *стадия оледенения; сангамон — сангамонская (третья) ме*жледниковая стадия; иллинойс — иллинойсская (третья) стадия оледенения; ярмут — ярмутская (вторая) межледниковая ста*дия; канзас — канзасская (вторая) стадия оледенения;* афтон — афтонская (первая) межледниковая стадия. Все стадии относятся к плейстоценовой эпохе (североамериканская шкала). — *Прим. пер.*

линии между отметками —135 и +75 м фиксируются по всему земному шару, этот диапазон, по-видимому, можно считать гляциоизостатическим. В рассматриваемом районе проявились тектоно-эвстатические факторы, связанные с изменением емкости океанических котловин, а также тектонические факторы, частично обусловленные медленными эпейрогеническими поднятиями и погружениями Гавайского подводного хребта.

Мелководные ископаемые кораллы миоценового возраста были подняты драгированием со дна, с глубины около 550 м в 10 км к юго-западу от о. Оаху, что свидетельствует

об опускании этого участка шельфа начиная с миоцена [Menard H. W. e. a., 1962]. В настоящее время этот возраст считается сомнительным [Stearns H. T., 1974].

На основании определений возраста ископаемых кораллов на о. Оаху представляется вероятным, что широко распространенная «восьмиметровая» береговая линия о. Ваймапало (табл. 3), отражающая максимально высокое стояние уровня Мирового океана во время сангамонского межледниковья, образовалась около 120 тыс. лет назад [Veeh H. H., 1966; Ku T-L. e. a., 1974].

Этот возраст может быть сопоставлен с аналогичными возрастными данными, полученными для о. Барбадос и некоторых других островов. С сангамонского времени в районе о. Оаху дважды было отмечено более высокое стояние уровня Мирового океана относительно современного (приблизительно на 60 см и 1,5 м соответственно) [Stearns H. T., 1974]. По данным многочисленных радиологических определений возраст раковин из «современных» пляжевых отложений у м. Кахуку (о. Оаху) датируется висконсинским временем.

Геологический очерк

Гавайский архипелаг состоит из цепи островов, представляющих собой конусы базальтовых вулканов щитового типа, расположенных вдоль зоны разломов протяженностью 2500 км. Эта структура существует по крайней мере с раннетретичной эпохи. Лава поднималась по трещинам растяжения, ограничивавшим ромбовидные блоки и линейно ориентированным с юго-запада на северо-восток. Вулканические конусы удалены друг от друга приблизительно на 45 км.

По данным аэромагнитных съемок, выполненных А. Малаховым и Г. Вуллардом [Malahoff A., Woolard G., 1966], вулканические кратеры и трещинные зоны простираются параллельно зоне разломов Молокаи, протягивающейся от Североамериканского континента в субширотном (восток-северо-восточном) направлении.

Гавайский подводный хребет ограничен «рвом» (желобом) глубиной около 5500 м; с внешней стороны эта депрессия окаймляется невысоким поднятием — широким Гавайским сводом, возвышающимся приблизительно на 600 м над прогибом. Гавайский свод огибает подножие о. Гавайи и затухает в северо-западном направлении [Dietz R. S., Menard H. W., 1953]. Образование желоба и свода было, по-видимому, обусловлено прогибанием океанической коры в этом районе в результате упругой и (или) пластической реакции на давление, оказываемое массой островов. Детальные эхолотные промеры в этом районе выявили многочисленные подводные вулканы, представляющие собой главным образом небольшие вулканические конусы; впрочем, один из этих конусов достигает 2000 м в высоту (при 16 км в поперечнике). Подводные вулканы, расположенные вблизи о. Оаху, ориентированы согласно северо-восточным рифтам, к которым приурочены вторичные вулканические конусы четвертичного возраста на о. Оаху [Hamilton E. L., 1957].

Дж. Уилсон [Wilson J. T., 1963] использовал теорию горячих точек и континентального дрейфа для объяснения происхождения Гавайского архипелага. С тех пор было написано множество статей, в которых авторы стремились доказать, что линейное расположение Императорской и Гавайской островных цепей обусловлено перемещением Тихоокеанской плиты в направлении к северу и северо-западу над горячей точкой земной коры, локализованной под вулканами Килауэа и Мауна-Лоа на о. Гавайи. В работах разных исследователей приводятся различные данные о скоростях движения плиты — от 2 до 12,5 см/год [Claque, Jarrard, 1973b]. Скорость ее перемещения устанавливалась на основе того, что абсолютный возраст островов (по данным калий-аргонового метода) постепенно увеличивается от вулкана Килауэа в северо-западном направлении. Упомянутая выше гипотеза базируется на том факте, что древнейшая подводная гора, расположенная на северном окончании Императорской горной цепи, испытывала погружение около 70 млн. лет назад, а абсолютный возраст о. Мидуэй, находящегося вблизи западного окончания Гавайской цепи, составляет приблизительно 20 млн. лет. Вместе с тем вулкан Килауэа, приуроченный к ее восточному краю, сохранил свою активность вплоть до настоящего времени.

Основная масса гавайских вулканических куполов образована лавовыми потоками, падающими под углами от 3 до 10° в направлении от центра извержения и лишь изредка разделенными тонкими прослоями поверхностных наносов. Это свидетельствует о быстром накоплении лавовых потоков, подобно тому как это происходит в наши дни в районе вулкана Мауна-Лоа. Характер тонких прослоев наносов между лавовыми потоками некоторых вулканов свидетельствует о том, что временные промежутки, разделяющие периоды извержений, удлинялись к концу эпохи формирования вулканических куполов. Многие из этих прослоев представляют собой разложенные пепловые туфы, небольшие количества которых, как правило, скапливались в процессе лавового выброса вблизи кратеров вулканов.

Для гавайских вулканов характерны извержения трещинного типа. Обычно этим извержениям предшествовали локальные землетрясения. Трещины, ширина которых варьирует от нескольких сантиметров до первых метров, приурочены к определенным зонам. Самая крупная дайка, известная на Гавайях, достигает по ширине 12 м. Извержения в этом районе обычно начинаются с выброса, обусловленного вспениванием лавы на вершине лавового столба; затем в результате высвобождения газов давление в кровле лавового столба резко падает. В зависимости от характера выделения газов происходит формирование вулканических конусов разного типа — от конусов разбрызгивания высотой 1—20 м, образующих линейные ряды, до пепловых конусов высотой 20—100 м.

Из трещин изливаются лавы типа пахоехое, образующие волнистые потоки; однако по мере перемещения этих потоков вниз по склону они приобретают черты, свойственные лавам аа. Некоторые лавовые потоки, достигнув океана, быстро застывают и, распадаясь на куски, дают начало нагромождениям обломочного материала (так называемые обломочные конусы). Подушечные лавы образуются в океане на некотором удалении от берега; количество их постепенно возрастает с глубиной воды. Продолжительность зарегистрированных извержений колеблется в широких пределах — от нескольких часов до нескольких лет, а протяженность лавовых потоков — от первых метров до 50 км. Скорость излияния лав, текущих по основным руслам, достигает 15—40 км/ч, причем различие в скоростях движения потоков определяется крутизной склона. Количество ювенильных (?) вод возрастает прямо пропорционально объему магматических газов. Родственные вторичные конусы небольших размеров являются наложенными на основные гигантские лавовые купола.

История геологического развития

Все гавайские вулканы прошли более или менее сходные стадии развития; графически они представлены на рис. 7.

Стадия 1. Она соответствует формированию вулкана от его основания на океаническом дне до уровня океана. В течение первой, подводной, стадии развития вулкана накапливаются преимущественно подушечные лавы. На небольших глубинах образуются значительные массы пеплового и пемзового материала как результат взаимодействия лавы с поверхностными слоями морской воды.

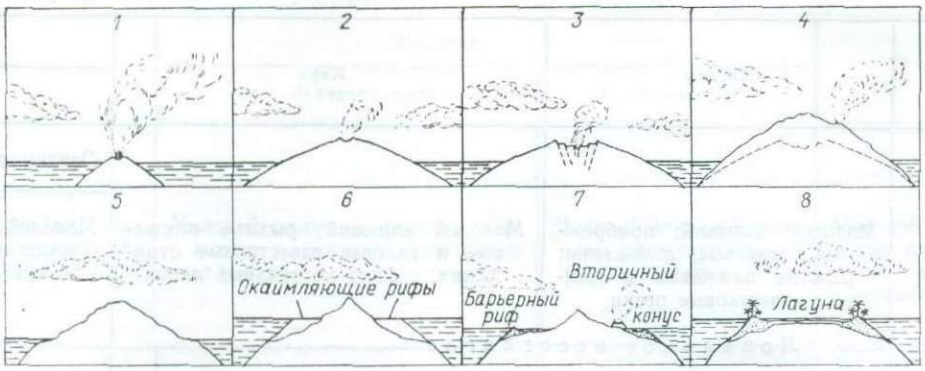


Рис. 7. Восемь стадий развития гавайских вулканов

1 — подводная; *2* — лавовых излияний (формирование купола); *3* — обрушения (образования кальдер); *4* — формирования трахитовых и шлаковых конусов; *5* — морской абразии и речной эрозии; *6* — погружения и образования окаймляющих рифов; *7* — повторных извержений и формирования барьерных рифов (после частичного поднятия); *8* — стадия образования атоллов и нового погружения.

К тому времени, когда конус впервые достигнет поверхности океана, он сложен в основном слабо сцементированным вулканическим пеплом *, который быстро размывается морскими волнами. В дальнейшем конус постепенно нарастает за счет все новых лавовых излияний; вследствие этого поверхностные слои конуса представлены уже преимущественно лавовыми породами, и абразионное воздействие на вулканическую постройку заметно ослабевает.

Стадия II. Как только вулканический конус превратится в надводное сооружение, происходят быстрые излияния очень жидких оливиновых базальтов (толеитов), застывающих в виде маломощных покровов. Основными путями излияний служат как две основные трещинные зоны (и одна второстепенная), так и участки их пересечений. Эти покровы завершают формирование конуса щитового вулкана.

В доминирующих оливинсодержащих базальтах присутствуют, как правило, небольшие фенокристаллы полевого шпата и редко встречаются фенокристы пироксена. На этом этапе могут образовываться маломощные прослои литоидных и стекловатых туфов. Поскольку вулканические породы на поверхности характеризуются значительной пористостью, а промежутки между извержениями достаточно кратковременны, воздействие речной эрозии на вулканические постройки практически отсутствует. Общий объем лав, выделившихся в течение ста лет (за период с 1850 по 1950 г.) из вулкана Мауна-Лоа, приблизительно составляет 4 млрд. м³ [MacDonald G. A. e. a., 1960].

Стадия III. Стенки вулканических конусов постепенно обрушаются, в результате чего на вершинах кратеров обычно образуются кальдеры, а вдоль основных трещинных зон формируются грабены. Состав лав изменяется в незначительной степени; временные промежутки между извержениями также остаются практически постоянными. Лавы, накопившиеся в структурных впадинах, однако, очень массивны и по внешнему облику резко отличаются от лав докальдерной стадии формирования. В процессе эрозии они образуют отвесные уступы, характеризующиеся обычно столбчатой отдельностью. Слои литоидных и стекловатых туфов могут встречаться чаще, чем на первой стадии развития вулкана. Наиболее высокая стенка кальдеры ограничивает, как правило, сегмент, расположенный между двумя трещинными зонами, пересекающимися под тупым углом. Склон этой высокой стенки, по большей части обращенный к океану, уже не перекрывается лавовыми потоками; вследствие этого в него врезаются эрозионные каньоны, в то время как лавы продолжают изливаться на другие склоны. Вторая характерная особенность склона высокой стенки кальдеры состоит в развитии отвесных морских клифов. Таким образом, в пределах одного и того же вулкана можно обнаружить два различных геоморфологических этапа его развития.

Вулканы Мауна-Лоа, Килауэа и Ланаи в настоящее время находятся на данной, третьей, стадии формирования; остальные уже прошли эту стадию. Вулканический купол Западный Молокаи обрушился вблизи вершины вулкана, но, по-видимому, кальдера там еще не успела сформироваться.

Стадия IV. В тех случаях, когда масса излившейся лавы превосходит объем обрушившихся пород, кальдера и грабены оказываются частично или полностью сглаженными. Временные промежутки между извержениями все более возрастают, и состав лав может измениться (постепенно или резко) в сторону более щелочных разновидностей. Трахиты — андезиты и породы, близкие к ним по составу, накапливаются в виде мощных слоев главным образом аа-лав. На этом этапе более богатые железомагнезиальными компонентами (мафическими минералами) лавы обычно содержат крупные фенокристаллы пироксена, оливина и полевого шпата или хотя бы одного из перечисленных выше минералов. Часто встречаются близкие по составу включения перидотитов и габбро.

Большинство извержений сопровождается высокими лавовыми выбросами, за счет которых формируются крупные шлаковые конусы; могут образоваться также «луковицеобразные» купола. Отмечается, кроме того, возрастание количества и мощности слоев стекловатых туфов. Профиль вулканического купола становится более крутым, усеянным небольшими конусами. Некоторые из вулканов расположены за пределами трещинных зон. В результате воздействия эрозии отмечаются локальные несогласия между некоторыми лавовыми потоками. На данной стадии развития находятся вулканические купола Хуалалаи, Мауна-Кеа и Кохала.

Рассматриваемая, четвертая, стадия формирования вулканов может протекать по-разному: выделяются два направления вулканической эволюции. На островах Западный Мауи, Кохала и Восточный Молокаи толеитовые базальты сменяются маломощным слоем оливиновых порфиритовых базальтов, как правило, содержащих фенокри-

* Образования, которые автор здесь называет «пепловым материалом» или «вулканическим пеплом», скорее всего, являются игнимбритами, представляющими собой продукты быстрого остывания газонасыщенных лав. — *Прим. пер.*

ТАБЛ ИЦА 4

Стратиграфическая схема Гавайского архипелага

Геологический возраст	Ниихау	Кауи	Оаху		Молокаи		Ланаи
			Хр. Ваианае	Хр. Коолау	Западная часть	Восточная часть	
			Осадки рифового заполнения	Осадки рифового заполнения			
Голоцен	Молодой аллювий; прибрежные (плайевые) отложения: рыхлые пляжевые и дюнные известковые пески	Молодой аллювий; рыхлые пляжевые и дюнные известковые отложения; осадки мергельных лагун	Молодой аллювий; рыхлые пляжевые и дюнные известковые отложения	Молодой аллювий; рыхлые пляжевые и дюнные известковые отложения; молодые вулканиты в составе серии Гонолулу	Молодой аллювий; рыхлые пляжевые и дюнные известковые отложения	Молодой аллювий: рыхлые пляжевые известковые отложения	Молодой аллювий; рыхлые пляжевые и дюнные известковые отложения
	Локальное несогласие						
Плейстоцен	Литифицированные известковые дюны; известняки поднятых коралловых рифов; дюны, сложенные вулканическим песком; древний аллювий; породы вулканогенной серии Кики	Литифицированные известковые дюны; древний аллювий; породы вулканогенной серии Колоа, включающей формацию Паликеа	Литифицированные известковые дюны; известняки поднятых коралловых рифов; древний аллювий; вулканиты Колеколе	Литифицированные известковые дюны; известняки поднятых коралловых рифов, древний аллювий; более древние породы вулканогенной серии Гонолулу	Литифицированные известковые дюны и древний аллювий	Известняки поднятых коралловых рифов; древний аллювий; базальты Калаупапа и туфы Мокухооники	Литифицированные известковые дюны; известняки поднятых коралловых рифов; древний аллювий
	Крупное эрозионное несогласие						
Плиоцен и более древний	Вулканогенная серия Паннау	Вулканогенная серия Ваимеа-Каньон. Формация главной кальдеры заполнения Олокеле (верхняя); формация заполнения грабена Макавели (верхняя); формация вторичной кальдеры заполнения Хаупу; внекальдерные образования (формация Напили или Нижняя)	Вулканогенная серия Ваианае (верхняя, средняя и нижняя пачки)	Вулканогенные серии Коолау и Каилуа	Вулканогенная серия Западного Молокаи	Вулканогенная серия Восточного Молокаи; верхняя, средняя (внекальдерный комплекс) и нижняя пачки	Вулканогенная серия Ланаи

Геологический возраст	Кахулави	Мауи		Гора Кохала	Гавайи			
		Западная часть	Восточная часть		Вулкан Мауна-Лоа	Вулкан Мауна-Кеа	Вулкан Хуалалаи	Вулкан Килауэа
Исторический период	Красный лёсс	Молодой аллювий. Рыхлые пляжевые и дюнные известковые отложения	Вулканиты — продукты извержения 1790 г. (?)	Молодой аллювий; рыхлые пляжевые известковые отложения и дюны с черными песками	*Современная пачка вулканогенной серии Кау.* Отложения грязевого потока 1868 г.	*Молодой аллювий;* рыхлые пляжевые известковые отложения; дюны, сложенные вулканическими песками; верхняя пачка вулканогенной серии Лаупахоехое	*Современная пачка вулканогенной серии Хуалалаи* (вулканиты — продукты извержений 1800—1801 гг.)	*Современная пачка вулканогенной серии Пуна*
Голоцен	Молодой аллювий, рыхлые пляжевые известковые отложения; вулканиты поздней стадии		Молодой аллювий; рыхлые пляжевые и дюнные отложения; молодые вулканиты серии Хана		Дюны с черными песками; голоценовая пачка вулканогенной серии Кау		Рыхлые пляжевые известковые отложения; молодые породы вулканогенной серии Хуалалаи	Дюны с черными песками; голоценовая пачка вулканогенной серии Пуна
	Локальное несогласие							
Плейстоцен	Древний аллювий	Известняки поднятых коралловых рифов; древний аллювий; вулканиты серии Лахаина	Отложения грязевых потоков Каупо: древний аллювий; более древние породы вулканогенной серии Хана, включающей пачку Кипахулу	Древний аллювий. Вулканические пеплы Пахала и вулканогенная серия Хави	Вулканические пеплы Пахала и вулканогенная серия Кануку	Ледниковые отложения; древний аллювий; нижняя пачка вулканогенной серии Лаупахоехое: вулканические пеплы Пахала; молодые вулканиты серии Хамакуа	Вулканические пеплы Пахала и более древние породы вулканогенной серии Хуалалаи, включающей вулканиты Ваваа	Вулканические пеплы Пахала и вулканогенная серия Хилина
Плиоцен и более древний	Вулканогенная серия Канапоу. Внутрикальдерные и внекальдерные вулканиты	Вулканогенная серия Хонолуа. Вулканогенная серия Виалуку	Вулканогенная серия Кула. Вулканогенная серия Хономану	Вулканогенная серия Пололу	Вулканогенная серия Ниноле	Более древние, не обнажающиеся на поверхности породы вулканогенной серии Хамакуа	Глубоко залегающие породы вулканогенной серии Хуалалаи (?)	

сталлы авгита. После небольшого перерыва изливаются эффузивы, представленные кланом * щелочных олигоклазовых базальтов (гавайитом, муджиэритом) и трахитами, образующими поверхностный слой потоков; при этом за счет всех этих процессов общая высота вулкана возрастает не более чем на 100 м.

В качестве типичных примеров второго направления развития вулканической деятельности можно упомянуть вулканы Халеакала и Мауна-Кеа. Здесь в отличие от первого типа: а) отсутствует перерыв в излиянии лав; б) отсутствуют или ограниченно распространены трахиты и олигоклазовые базальты; в) в вулканогенном разрезе доминируют андезитовые базальты, переслаивающиеся с оливиновыми и пикритовыми базальтами, содержащими крупные вкрапленники авгита. В результате этих процессов высота вулкана может увеличиться на 1000 м и более.

Стадия V. На этой стадии вулканический купол подвергается частичному разрушению под воздействием морской абразии и речной эрозии. Эффективность этих агентов выветривания зависит от высоты вулкана, которая в свою очередь определяет второй фактор — количество выпадающих атмосферных осадков. Определенную роль играет также расположение данного вулкана относительно других островов (например, лежит ли остров с подветренной стороны соседнего и т. д.). У тех островов, вулканы которых длительное время находятся на V стадии формирования, развиваются окаймляющие рифы, высокие береговые уступы и глубокие долины.

Стадия VI. Она характеризуется значительным погружением территории, в результате чего острова оказываются частично затопленными. Развиваются обширные окаймляющие рифы, могут формироваться также барьерные рифы. Рост кораллов может, однако, прерываться вследствие повторных вулканических извержений. Более подробное описание этого процесса приводится ниже.

Стадия VII. На этой стадии происходит обновление вулканической деятельности и начинаются повторные извержения. В лавах, экструдированных в течение плейстоцена и голоцена, обычно присутствуют фенокристаллы пироксена, полевого шпата и оливина; иногда эти вкрапленники отсутствуют. Характерны близкие по составу включения перидотитов и габбро. Довольно широко распространены стекловатые или кристаллически-литоидно-стекловатые туфы. Последние образуются в основном за счет фреато-магматических извержений. Лавы этой стадии развития несогласно залегают на всех экструзивных породах предшествующих этапов вулканизма, что свидетельствует о длительном эрозионном перерыве. В качестве примеров вулканических куполов, находящихся на рассматриваемой стадии формирования, можно привести Халеакала, Западный Мауи, Восточный Молокаи, Кахулави, Коолау, Вианае, Кауаи и Ниихау. Многие из этих относительно более молодых вулканов не имеют непосредственной связи с древними системами синвулканических трещин. Ряд вулканов расположен на трещинах субмеридионального простирания; особенно это относится к островам Ниихау, Кауаи и Оаху. Отнюдь не все вулканы проходят стадию VII развития.

Стадия VIII. Если процесс погружения, характеризовавший стадию VII, продолжался, то либо остров оказывался размытым волновой абразией и речной эрозией (эти процессы особенно быстро проходили в период плейстоценовых колебаний уровня Мирового океана), либо на эродированной поверхности погруженного вулканического основания мог образоваться коралловый атолл. Лежащие в подветренной части Гавайского архипелага атоллы сформировались именно таким образом.

* Серия горных пород, близких по химическому составу (петрол.). — *Прим. пер.*

Корреляция стратиграфических подразделений, выделенных на Гавайских островах, представлена в табл. 4.

Прибрежные островки

В прибрежных зонах главных островов Гавайского архипелага располагается 39 небольших островков. Семь из них представляет собой вторичные туфовые конусы, сформировавшиеся в позднеплейстоценовую или голоценовую эпохи; 19 мелких скалистых выступов являются останцами лавовых потоков, отделившихся от основных островов под действием волновой абразии; два островка — это части дайкового комплекса вулкана Коолау; три — литифицированные дюны плейстоценового возраста; еще три — реликты шлаковых конусов. Один из островков является останцом более поздних излияний нефелиновых базальтов или пород выполнения базальтового кратера; один островок сложен рифовыми известняками, туфами Солт-Лейк и терригенными осадками; два скальных образования — рифовые плейстоценовые известняки; наконец, имеется островная отмель, состоящая из рыхлого песка.

Подветренные острова

Островная группа, состоящая из 26 небольших островков (табл. 5), расположенная к северо-западу от Ниихау, получила название Подветренных островов Гавайского

ТАБЛИЦА 5

Подветренные острова Гавайского архипелага

Номер на карте*	Названия островов, атоллов и отмелей	Высота, м
	Вулканические острова	
17	Гарднер (базальтовые потоки и дайки)	585
21	Риф Лаперуз в пределах атолла Френч-Фригит (базальтовые потоки)	37
23	Неккер (базальтовые потоки и дайки)	84
24	Нихоа (базальтовые потоки и дайки)	277
26	Каула (туфы)	167
	Поднятые коралловые атоллы, подлинные атоллы и почти атоллы	
1	Безымянный	
2	Бенсалю	
3	Куре или Ощен	—
4	Грин (песчаный островок внутри атолла Куре)	6
6	Мидуэй	13
8	Пёрл и Гермес	3
9	Остров Лисянского	13
10	Фишер	—
11	Минор	—
14	Лайсан	17
15	Маро (Даусет)	—
18	Ту-Бротерс	?
22	Френч-Фригит (включая риф Лаперуз)	3
	Отмели (возможно, погруженные атоллы)	
5	Неро	—151
7	Гамбия	—25
12	Нева	—5
13	Отмель Спрингбанк	—33
16	Райта	—16
19	Сен-Рогатьен	—22
20	Брукс	—25
25	Безымянный	—58

* Соответствуют номерам на рис. 2.

архипелага. В состав этой группы входят рифы и отмели, образующие вершины подводных вулканов. К западу от о. Гарднер (см. рис. 2) встречаются только низменные коралловые рифы, в то время как к востоку от него многие островки являются останцами базальтовых конусов.

Остров Каула — вторичный туфовый конус, надстроенный на рифовой платформе; другие вулканические острова этой группы, по-видимому, представляют собой абрадированные останцы первичных лавовых куполов, сложенных андезитами, пикритами и оливиновыми нефелинами. Андезитовые базальты встречаются сравнительно редко [Dalrymple G. B., e. a., 1974].

Коралловые водоросли являются основной частью растущих и поднятых рифов. Вдоль берегов атолла Мидуэй и, возможно, у некоторых близлежащих островов в рифах наблюдается необычно большое количество морских желудей (balanus). Поднятый риф на о. Мидуэй находится на 1,5 м выше уровня океана; по данным радиоуглеродного метода (^{14}C) его абсолютный возраст составляет 2400 лет [Ladd e. a., 1970]. Две скважины, пробуренные на этом атолле, вскрыли базальтовое основание: одна из скважин пересекла миоценовые отложения (зона «д» третичного периода) на глубине 145,5 м и встретила базальты на глубине 157 м; вторая скважина достигла пород миоцена и базальтов на глубинах 152,5 м и 360,5 м соответственно. Все осадки, залегающие глубже отметки 180 м, имеют раннемиоценовый возраст.

Геологический возраст островов

Возраст многих поверхностных лавовых излияний устанавливается по калий-аргоновому методу [McDougall I., 1964]. Относительный возраст лав, вероятнее всего, отвечает данным полевых исследований, однако возраст вулканических серий Кохала и Николе, по-видимому, не соответствует степени разрушившей их эрозии (табл. 6 и 7).

Как уже давно отметил Ч. Дарвин, история геологического развития Тихого океана — это, по существу, история погружения огромного участка земной коры [Stearns H. T., 1945], для которого рано или поздно будет найдено правильное объяснение (обсуждение этого вопроса см. также в статье «Океания»). Устья многочисленных подводных каньонов у наветренных берегов о. Оаху расположены на 2000—3000 м ниже уровня моря [Hamilton E. L., 1957]. Как считают некоторые геологи, эти каньоны вряд ли могли быть врезаны подводными мутьевыми потоками в твердые лавовые породы; следовательно, нахождение каньонов на указанной глубине можно, скорее всего, объяснить общим погружением территории.

Судя по всему, это обширное погружение частично началось раньше наступления миоценовой эпохи, характеризующие которую неритовые ископаемые остатки были обнаружены на глубине 520 м ниже уровня моря. Миоценовая фауна была найдена в колонках, поднятых со дна Гавайского «рва» (желоба), на некотором расстоянии от остроконечного рифа Гарднер [Shor G. G., 1960]. Вполне возможно, что погружение частично было обусловлено изостазией, однако развитие подводных террас и другие данные свидетельствуют о том, что этот процесс был весьма прерывистым, и поэтому такому погружению следует искать другое объяснение.

Проявления послеэрозионного четвертичного вулканизма были обнаружены на всех островах Гавайского архипелага, за исключением о. Ланаи. На о. Мауна-Кеа имеются лавовые потоки, залегающие на висконсинских ледниковых наносах. Вулкан Халеакала извергался в последний раз приблизительно в 1790 г., а Хуалалаи — в 1801 г. Вулканические извержения на островах Килауэа и Мауна-Лоа на протяжении антропогена происходили довольно часто.

ТАБЛИЦА 6

Абсолютный возраст вулканов Гавайских островов

Острова	Островные вулканы	К—Ar-возраст, млн. лет
Кауаи	—	5,6—3,8
Оаху (западная часть)	Вианае	3,4—2,7
Оаху (восточная часть)	Коолау	2,2—2,5
Ниихау	Паниау	2,6
Молокаи (западная часть)	—	1,8
Молокаи (восточная часть)	—	1,5—1,3
Мауи (западная часть)	Вайлуку	1,5—1,15
Мауи (восточная часть)	Халеакала	0,8—?
Гавайи	Кохала	1,0
»	Пуу-Вааваа	0,4
»	Ниноле (Мауна-Лоа)	0,5
»	Лаупахоехое, Мауна-Кеа	0,6

ТАБЛИЦА 7

Средние значения абсолютного возраста некоторых лав плейстоценовой вулканогенной серии Гонолулу на о. Оаху

Местоположение, породы	К—Ar-возраст, тыс. лет
Вершинное жерло Коко, приуроченное к трещине Коко	40
Жерло Шугар-Лоф, приуроченное к трещине Танталус	67
Базальты Каупо	32
Жерло Калама, приуроченное к трещине Коко	34
Базальты Каимуко	282
Базальты Блэк-Пойнт	297
Панчбол *	296
Базальты Нууану	419
Вулканические бомбы Солт-Лейк	430
Базальты Кахили (верхняя долина)	460
Кратер Каау	647
Базальты Кэстл	853

* Название жерла вулкана. Буквально — чаша для пунша. — *Прим. пер.*

Петрология

Основная масса лавового материала, слагающего Гавайские вулканические постройки, представлена толеитовыми базальтами. Полагают, что их образование связано с дифференциацией магмы, обусловленной процессами частичного плавления и фракционной кристаллизации первичного мантийного вещества [Yoder H. S., Tilley C. E., 1962]. По составу эти породы изменяются от пикритовых базальтов (богатых фенокристаллами оливина) до тонкозернистых плотных безоливиновых базальтов.

На стадии затухания вулканической деятельности, когда временной перерыв между экструзиями превышал несколько сотен лет, в результате фракционной кристал-

ТАБЛИЦА 8

Соотношение типов пород, слагающих вулканы Гавайских островов [MacDonald G. A., Abbott A. T., 1970]

Вулканы и породы, слагающие их вершины	Объем пород (от общего объема вулкана), %
Вулканы	
Кохала (Гавайи)	0,1
Западный Мауи	3,0
Халеакала (Мауи, восточная часть)	0,8
Мауна-Кеа (Гавайи)	0,7
Вайанае (Оаху)	0,3
Породы	
Щелочные базальты	41,0
Андезиты (гавайиты, муджиэриты)	56,5
Анкарамиты	1,7
Трахиты	0,8

лизации произошло извержение щелочных базальтов (гавайитов), олигоклазовых базальтов (муджиэритов) и в конечном итоге трахитов. Присутствие последних установлено в лавовых образованиях вулканов Хуалалаи, Кохала, Западный Мауи, Восточный Молокаи; риолитодациты обнаружены на горе Вайанае о. Оаху. Содержание урана в базальтах колеблется от 0,21 до 1,8‰; оно снижается в лавах, дифференциация которых произошла относительно поздно. Соотношение щелочных пород с породами различных типов, залегающих в верхней части расслоенных вулканов, показано в табл. 8.

Механизм извержений

По данным сейсмических исследований установлено, что магма образуется на глубине около 60 км, откуда она устремляется к поверхности Земли по сложной системе почти вертикальных трещин, возникающих в период быстрого формирования вулканического сооружения. Аккумуляция магмы происходит в резервуаре, расположенном относительно близко к поверхности, в пределах коры (рис. 8). Поступление магмы в систему резервуаров обусловливает куполообразное воздымание («вздутие») верхнего корового слоя, размеры которого были определены на вершине горы Килауэа. Обрушение вершины вулкана (тоже может быть измерено) обычно следует за началом экструзии лавы или вслед за внедрением магмы в систему горизонтальных трещин. Серия мелкофокусных локальных землетрясений, количество которых иногда достигает нескольких тысяч в день, характеризуется эпицентрами, последовательно смещающимися все выше и выше; это свидетельствует о разрушении вулканической постройки по мере подъема магмы к поверхности Земли. Когда же начинается извержение лавы, интенсивность землетрясений падает и возникает гармоническое вулканическое дрожание. С прекращением извержения локальные землетрясения продолжаются, что обусловлено обрушениями кровли вулкана над дефляционным резервуаром.

Г. Макдональд [MacDonald G. A., 1963] описал вулканический резервуар в виде лакколитоподобного тела. Схема, предложенная этим исследователем, была частично использована при графическом изображении модели вулкана на рис. 8. Однако дайковые комплексы, вскрытые в эродированных корнях гавайских вулканов, представлены системами сближенных даек, напоминающих сотни вертикальных, параллельных друг другу бетонных стенок. Развитие таких структур должно было препятствовать внедрениям интрузий как межпластового, так и лакколитового типов.

Гравиметрические исследования, проведенные Гавайским геофизическим институтом, показали, что породы в эродированной кальдере Коолау, залегающие на 1300 м ниже уровня моря, имеют плотность, слишком высокую для базальтов. Возможно, это объясняется тем, что оливин и пироксен выпали из расплава во время длительного периода остывания магмы, что привело к формированию крупных тел оливиновых и клинопироксеновых кристаллических пород. Присутствие в большом количестве таких ксенолитов во многих более поздних лавовых потоках (например, в лавах, образовавшихся при извержении вулкана на о. Хуалалаи в 1801 г.) подтверждает эту гипотезу [Stearns H. T., MacDonald G. A., 1946; Richter D. H., Murata K. J., 1961].

Типичный состав магматических газов, по данным Дж. Нотона и Э. Барнса, выглядит следующим образом, об. %: H_2O — 62,50; CO_2 — 20,20; SO_2 — 13,20; N_2 — 1,29; H_2 — 1,90; CO — 1,66; S_2 — 0,42; Cl_2 — 0,05. Все или часть перечисленных выше газов имеют глубинное («ювенильное») происхождение. Однако некоторое количество H_2O, по-видимому, поступило из атмосферных

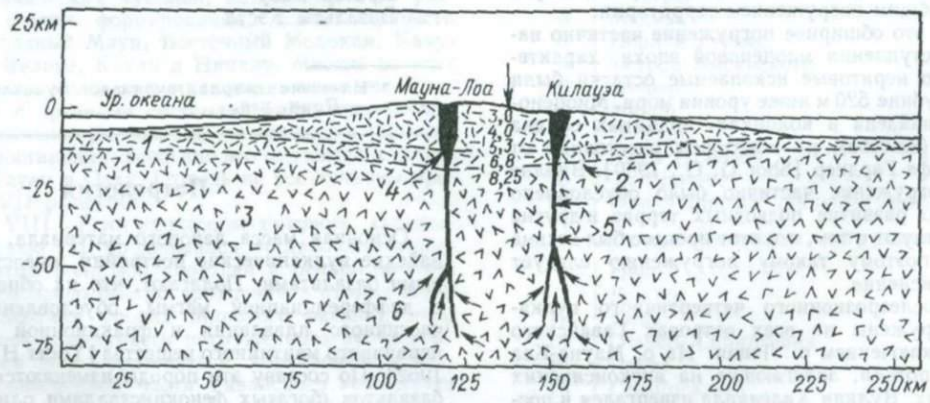


Рис. 8. Схематический разрез вулканов Мауна-Лоа и Килауэа по сейсмическим данным.

1 — земная кора (базальтовая); *2* — поверхность раздела Мохо; *3* — мантия (перидотиты или эклогиты); *4* — резервуар — место аккумуляции магмы; *5* — каналы, по которым магма поступает на поверхность; плотность 2,77 г/см³; *6* — зона образования магмы. Скорость распространения сейсмических волн (v_p) приведена в километрах за секунду.

осадков и грунтовых вод (оно было захвачено магмой на пути к земной поверхности).

Базальтовая магма, достигшая поверхности Земли, имеет температуру 1050—1200° С и вязкость $(2 \div 4) \times 10^2$ Па·с. Содержание газа в ней колеблется от 2 вес. % при выходе магмы на поверхность до 0,5 вес. % в более поздние стадии. Плотность магмы составляет приблизительно 2,73 г/см³ (ниже того уровня, на котором начинается выделение пузырьков газа). Лавовые потоки сохраняют мобильность при температурах, значительно более низких, чем при лабораторных экспериментах с «сухим» (не содержащим газов) расплавом сходного состава. В некоторых случаях эти реальные температуры составляют менее 800° С [MacDonald G. A., 1963].

Скважины, пробуренные в лавовых озерах, образовавшихся в кратерах Килауэаики в 1959 г. и Алае в 1963 г., показали, что для формирования твердой лавовой корки 6-метровой мощности потребовалось 6 месяцев. Изотерма в основании этой корки соответствовала температуре 1067° С [Peck D. L. e. a., 1964].

В течение 1969—1973 гг. вулкан Килауэа почти непрерывно извергался из кратера Алае, вследствие чего в районе последнего образовался лавовый купол, получивший название Мауна-Улу. Излияния этого вулкана начиная с 1969 г. поступали в океан, образуя на морском дне подушечные лавы [Moore J. G. e. a., 1973]. В результате этого, самого длительного в истории вулкана Килауэа извержения, сформировался лавовый покров размером 1 × 2 км при мощности 100 м [Swanson D. A. e. a., 1971]. Остается добавить, что место его возникновения было довольно точно предсказано автором этих строк [Stearns H. T., Clark W. O., 1970].

Полезные ископаемые

В пределах Гавайского архипелага рудные ископаемые не добываются, хотя известны залежи бедных бокситовых руд. Наиболее ценное сырье — подземные воды, на извлечение которых из недр расходуются довольно крупные суммы. Согласно отчетам Геологической службы США, ежедневный расход пресной воды на о. Оаху в 1970 г. составлял 2618 тыс. м³. Помимо специальных буровых скважин на воду и шурфов-колодцев для получения артезианских и грунтовых вод проходятся глубокие шахты и тоннели значительной протяженности. На о. Молокаи завершено строительство тоннеля длиной 10 км, проходка которого давно уже была рекомендована автором для добычи грунтовых вод, залегающих на верхнем уровне дайкового комплекса.

Агрегат и песок (измельченный базальт) являются ценным неметаллическим сырьем. Плотные породы, пригодные для изготовления агрегата на большинстве островов, имеются в незначительном количестве. Ввиду этого приходится, например, транспортировать стройматериалы с Молокаи на Оаху.

Коралловый песок как строительный материал имеет некоторые преимущества перед дробленым базальтом, однако его также доставляют на о. Оаху с других островов. Цемент изготовляется на о. Оаху с использованием рифового известняка как основного ингредиента; кремнезем импортируется. В ряде мест добывается огнеупорная глина для изготовления кирпичей.

Строительный камень на острове Гавайи подразделяется на четыре основные разновидности.

1. Рифовый и пляжевый известняк приятного светло-желтого цвета, хорошо поддающийся обработке.

2. Плотный базальт, применяемый для производства каменных блоков.

3. Порода «мосс», широко используемая в качестве стройматериала. Это — выветрелые базальтовые валуны, встречающиеся в засушливых районах о. Оаху.

4. Порода «хило» — тонко расслоенные лавы пахоехое; используются для поделок (инкрустаций) благодаря легкому весу и оригинальной текстуре.

Г. Т. Стирнс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Claque, D. A., Jarrard, R. D., 1973a. «Hot spots and Pacific plate motion», Trans. Am. Geophys. Union, 54, 238.

Claque, D. A., 1973b. «Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor Chain», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1135—1154.

Dalrymple, G. B., Silver, R. A., Jackson, E. D., 1973. «Origin of the Hawaiian Islands», Amer. Scientist, 6, 294—308.

Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A., Jackson, E. D., 1974. «Contributions to the petrography and geochronology of volcanic rocks from the Leeward Hawaiian Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 727—738.

Dietz, R. S., Menard, H. W., 1953. «Hawaiian Swell, Arch, and Deep and subsidence of the Hawaiian Islands», J. Geol., 61, 99—113.

Fairbridge, R. W., 1950. «Landslide patterns on oceanic volcanoes and atolls», Geog. J., 115, 84—92.

Gramlick, J. W., Lewis, V. A., Naughton, J. J., 1971. «Potassium dating of Holocene basalts of the Honolulu Volcanic Series», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1399—1404.

Hamilton, E. L., 1957. «Marine geology of the southern Hawaiian Ridge», Bull. Geol. Soc. Am., 68, 1011—1026.

Heezen, B. C., MacGregor, I. D., 1973. «The evolution of the Pacific», Scientific American, 229 (5), 102—112.

Jackson, E. D., Silver, E. A., Dalrymple, G. B., 1972. «Hawaiian-Emperor Chain and its relation to Cenozoic circum-pacific tectonics», Bull. Geol.Soc. Am., 83, 601—618.

Ku, T-L., Kimmel, M. A., Easton, W. H., O'Neil, T. J., 1974. «Eustatic sea level 120 000 years ago on Oahu, Hawaii», Science, 83, 959—962.

Ladd, H. S., Tracey, J. I., Gross, M. G., 1970. «Deep drilling on Midway Atoll», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 680-A, A1 — A22.

MacDonald, G. A., 1963. «Physical properties of erupting Hawaii magmas», Bull. Geol. Soc. Am., 74, 1071—1077.

MacDonald, G. A., Abbott, A. T., 1970. Volcanoes in the Sea. Honolulu: Univ. Hawaii Press, 441 p.

MacDonald, D. A., Davis, D. A., Cox, D. C., 1960. «Geology and groundwater resources of the Island of Kauai», Hawaii Div. Hydrography Bull., 13, 212 p.

McDougall, I., 1964. «Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 75, 107—128.

Malahoff, A., Woollard, G., 1966. «Magnetic measurements over the Hawaiian Ridge and their volcanological implications», Bull. Volcanol., 29, 734—759.

Menard, H. W., Allison, E. C., Durham, J. W., 1962. «A drowned Miocene terrace in the Hawaiian Islands», Science, 138 (3543), 896—897.

Moore, J. G., Phillips, R. L., Grigg, R. W., Peterson, D. W., Swanson, D. A., 1973. «Flow of lava into the sea, 1969—1971, Kilauea Volcano, Hawaii», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 537—546.

Peck, D. L., Moore, H. G., Kojima, G., 1964. «Temperatures in the crust and melt of Alae lava lake, Hawaii after the 1963 eruption of Kilauea Volcano — a preliminary report», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 501-D, D1—D7.

Richter, D. H., Murata, K. J., 1961. «Xenolithic nodules in the 1800—1801 Kaupulehu flow on Hualalai volcano», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 424-B, 215—217.

Shaw, H. R., 1973. «Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific: evidence from Hawaii», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1505—1526.

Shor, G. G., 1960. «Crustal structure of the Hawaiian Ridge near Gardner Pinnacles», Seismol. Soc. Am. Bull., 50, 563—573.

Stearns, H. T., 1945. «Late geologic history of the Pacific Basin», Am. J. Sci., 243, 614—626.

Stearns, H. T., 1966. Geology of the State of Hawaii Palo Alto, Calif.: Pacific Books, 266 p.

Stearns, H. T., 1974. «Submerged shorelines and shelves in the Hawaiian Islands and a revision of come of the eustatic emerged shorelines», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 795—804.

Stearns, H. T., Clark, W. O., 1930. «Geology and water resources of the Kau District, Hawaii, with a chapter on ground water in the Hawaiian Islands by O. E. Meinzer», U. S. Geol. Surv. Water-Supply Pap., 616, 194 p.

Stearns, H. T., MacDonald, G. A., 1946. «Geology and ground-water resources of the Island of Hawaii», Hawaii Div. Hydrography Bull., 9, 363 p.

Swanson, D. A., Jackson, D. B., Duffield, W. A., Peterson, D. W., 1971. «Mauna Ulu eruption, Kilauea Volcano», Geotimes, 16, 12—16.

Todd, R., Low, D., 1970. «Smaller Foraminifera from Midway drill holes», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 680-E, E1-E49.

Veeh, H. H., 1966. «Th^{230}/U^{238} and U^{234}/U^{238} ages of Pleistocene high sea level», J. Geophys. Res., 71, 3379—3386.

Ward, W. T., 1973. «Correlation of Pleistocene shorelines in Gippsland, Australia and Oahu, Hawaii», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3087—8092.

Wilson, J. T., 1963. «A possible origin of the Hawaiian Yslands», Canadian J. Physics, 41, 863—870.

Yoder, H. S., Tilley, C. E., 1962. «Origin of basalt magma», J. Petrol., 3, 342—532.

КУКА ОСТРОВА

Расположены в южной части Тихого океана, приблизительно на середине расстояния между Тонга и Таити. Новая Зеландия, владением которой были острова Кука (получившие независимость в 1965 г.), находится от них в 2700 км к северо-востоку *. Координаты архипелага 8—23° ю. ш. и 156—167° з. д. В его состав входят 15 основных островов, общая площадь суши — около 240 км².

Архипелаг Кука образует северную и южную (нижнюю) островные цепи, простирающиеся с северо-запада на юго-восток. Северная цепь представлена коралловыми островами — преимущественно поднятыми атоллами или почти атоллами. К этой группе относятся Аитутаки, Такутеа, Митиаро, Мауке, островки Херви и другие, расположенные севернее. Южная (нижняя) цепь архипелага Кука состоит главным образом из вулканических островов, а также коралловых атоллов, в том числе поднятых. Наиболее важное значение имеет вулканический о. Раротонга, на котором находится административный центр Аваруа. На острове развиты плодородные почвы; в центральной его части высится гора Те-Манга (652 м). Среднегодовая температура здесь равна 23,6° С, годовое количество осадков достигает 2150 мм. Островная группа бóльшую часть года находится под воздействием юго-восточных пассатов. В летние периоды на нее иногда обрушиваются жестокие ураганы.

Разбросанная на обширной площади северная группа островов не имеет более или менее выдержанного простирания. Самое восточное положение в ней занимает атолл Тонгарева (Пенрин), лежащий вблизи от островов Лайн, к север-северо-западу от Таити. В его лагуне, размером 20 × 12 км, сооружена якорная стоянка для небольших судов. На кольцевом барьере располагается около островков. Атолл Манихики так же, как и находящи неподалеку от него атолл Ракаханга, характеризуе закрытыми лагунами. Три острова Дейнджер также положены на рифовом кольце атолла с закрытой лагу Остров Нассоу, лежащий на том же подводном пл имеет всего 600 м в диаметре и окружен окаймляю рифом. Остров Суворова, поперечник которого состав около 12 км, также представляет собой коралловый ат Между островами Самоа и Аитутаки расположен а Палмерстон.

Наиболее полно изучена геология острова Рарото Слагающие его породы объединяют в ряд формаций. З выделяются два основных подразделения: базальт лавы и сопровождающие их более молодые фонолит вулканиты [Wood B. L., Hay R. L., 1970]. В состав ледних входят породы, абсолютный возраст кото составляет 2,3 и 2,8 млн. лет [Tarling D. H., 1967]. данным изучения спрединга морского дна установл что океаническая кора в этом регионе имеет меловой раст.

Вследствие глубокого выветривания пород ре острова сильно расчленен и характеризуется остр гребнями и узкими глубокими ущельями. Эти гр выполаживаясь, постепенно спускаются к уровню м Остров окружен окаймляющим рифом, но лишен по тых или опущенных абразионных террас, за исключе эвстатических террас на отметках +2 и +3 м. Миним ный абсолютный возраст (по радиоуглеродному ме составляет 28 200 ± 50 лет [Schofield J. C., 1970].

Мангаиа — один из интереснейших островов Ти океана [Marshall P., 1927, 1929]. Он имеет около в поперечнике, высота — до 160 м. Остров возник, видно, в результате извержения базальтовых лав в по меловую либо в раннетретичную эпоху. Имеется глу денудированный центральный конус вулкана, окру ный древним барьерным рифом, ныне приподня Лагуна, в настоящее время поднятая и заболочен местами используется для земледелия; ширина ее д гает 600 м, высота над уровнем моря 6—12 м. Коралл барьер (рим), получивший местное название ма (полинез.), образует нечто вроде крепостного вала выс 50—60 м, полностью окружающего остров, очень кру как с внешней, так и с внутренней стороны. Раз характерные эвстатические террасы. Поверхность эродирована и характеризуется неровным карстовым р ефом. Возраст рифовых известняков — миоцен или гоцен.

Остров Атиу (5 км в поперечнике) имеет неко сходство с Мангаиа. Его денудированный вулканиче конус окаймлен рифовым валом (макатеа) и достигает высоты. Он окружен бывшей лагуной, ныне заболочен шириной до 400 м. Макатеа достигает высоты 20 м ширине до 1200 м. Как и на о. Мангаиа, здесь отмеча карстовая эрозия поверхности.

Коралловые известняки (риф-рок) большей ча доломитизированы. Характер доломитизации опр гает «теорию давления», согласно которой этот проце о. Фунафути связывается с воздействием нагрузки в лежащих пород (см. острова Гилберта и Эллис).

Еще один остров северной группы Кука — М (5 км в поперечнике) — характеризуется очень мален вулканическим ядром, окаймленным поднятым ко ловым рифом высотой до 30 м. Близлежащий атолл А таки имеет широкую, но достаточно плоскую (4—5 м биной) лагуну с небольшим вулканическим остр (5 км в поперечнике, высота 150 м). На некоторых остр местами отмечаются эвстатические террасы на высоте до 76 м [Schofield J. C., 1966, 1967].

Возраст рифов, лагун и песчаных островков (м встречающихся в архипелаге Кука, колеблется от ср

* В 1965 г. островам Кука было предоставлено самоуправление, однако они продолжают сохранять тесную зависимость от Новой Зеландии. — *Прим. пер.*

третичного до современного. Абсолютный возраст 2-метровой эвстатической террасы у о. Мангаиа составляет 90—110 тыс. лет [Veeh H. H., 1966].

Р. У. Фейрбридж, Дж. К. Скофилд

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Gibbs, P. E., Stoddart, D. R., Vevers, H. G., 1971. «Coral reefs and associated communities in the Cook Islands» Roy. Soc. N. Z., Bull., 8, 91—105.

Marshall, P., 1927. «Geology of Mangaia», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 36.

Marshall, P., 1929. «Mangaia and Rurutu, a comparison between two Pacific Islands», Geol. Mag., 66, 385—389 (discussion of Chubb, 1927).

Schofield, J. C., 1966. «Evidence for Quaternary sea-levels from the Cook Island and the effect of density changes on post-glacial sea-level rise», Proc. 11th Pacific Sci. Congr., Tokyo, 4 (abstracts of papers, geological sciences), 15.

Schofield, J. C., 1970. «Notes on Late Quaternary sea-levels, Fiji and Rarotonga», N. Z. J. Geol. Geophys., 13 (1), 199—206.

Schofield, J. C., 1967. «Pleistocene sea-level evidence from Cook Islands», J. Geosci. (Osaka City Univ.), 10, 115—120.

Stoddart, D. R., 1972. «Reef islands of Rarotonga», Atoll Res. Bull., 160, 7 p.

Tarling, D. H., 1967. «Some paleomagnetic results from Rarotonga, Cook Islands», N. Z. J. Geol. Geophys., 10 (1), 400—406.

Veeh, H. H., 1966. «Th^{230}/U^{238} ages of Pleistocene high sea-level stand», J. Geophys. Res., 71 (3), 379—386.

Wood, B. L., 1967. «Geology of the Cook Islands», N. Z. J. Geol. Geophys., 10 (6), 1429—1445.

Wood, B. L., Hay, R. F., 1970. «Geology of the Cook Islands», N. Z. Geol. Surv. Bull., 82, 103 p. (geol. map, 1 : 25 000).

ЛАЙН ОСТРОВА

(Центральные Полинезийские Спорады)

Лежащий в центральной части Тихого океана, архипелаг Лайн образован атоллом Каролайн, о. Рождества *, атоллом Фаннинг, островами Флинт, Джарвис, Молден, Палмайра и др. Эта группа расположена к северо-востоку от островов Фиджи и Самоа, к северо-западу от Таити и к югу от Гавайев. Большинство островов Лайн принадлежат Великобритании; острова Джонстон, Палмайра и Джарвис — владения США **.

В состав группы Лайн входят коралловые рифы, атоллы и острова, сложенные рифовыми известняками. Они располагаются на вершинах подводных вулканических конусов и образуют прерывистую цепь, протягивающуюся в общем северо-западном направлении на 3700 км — от западной оконечности островов Туамоту почти до широты Гавайских островов. Координаты островной цепи Лайн 17°—12° ю. ш. и 159°—169° з. д. По данным изучения спрединга морского дна в этом районе Тихого океана подстилающая океаническая кора мелового возраста.

Остров Джонстон занимает самое северное положение в этой цепи. Ввиду изолированности от остальных островов его иногда не включают в состав группы Лайн, хотя он и лежит в пределах зоны ее общего северо-западного простирания, будучи отделен от ближайшего к нему поднятого рифа приблизительно двадцатью подводными горами. Этот остров представляет собой частично затопленный атолл [Emery D. P., 1965].

Далее к юго-востоку располагаются риф Кингман и о. Палмайра (атолл, имеющий 8 км в поперечнике), лежащие на общем основании. Остров Вашингтон является, по-видимому, поднятым атоллом с диаметром 5 км; на нем имеется пресноводное озеро и болото. Остров Фаннинг — атолл, достигающий 7 км в поперечнике, но поднимающийся над поверхностью воды не более чем на 4 м. Во внутренней лагуне построена надежная якорная стоянка. На этом острове добывается гуано.

Остров Рождества считается самым крупным атоллом в мире. Его диаметр составляет 25 км. Существуют, разумеется, более крупные кольцевые рифовые структуры, образующие островные барьерные рифы или почти атоллы (встречающиеся, например, в Ост-Индии, у Новой Гвинеи и т. д.). Риф, окаймляющий о. Рождества, в основном не выступает над уровнем моря более чем на 3 м, однако некоторые дюны достигают высоты 20 м. Внутри этого кольцевого барьера имеются озера и другие водоемы. В наветренной части острова расположен риф-флет шириной 5 км.

Остров Джарвис находится в 400 км к юго-западу от о. Рождества, вне зоны основного простирания архипелага Лайн. Он представляет собой поднятый атолл с чашеобразной внутренней частью, образовавшейся на месте бывшей лагуны. Его кольцевой барьер (рим) выступает над водой на высоту около 6 м и окружен окаймляющим рифом. Поверхность острова сухая и пустынная. Добывается гуано.

Остров Молден, расположенный в 700 км юго-восточнее о. Рождества, тоже поднятый атолл, с диаметром 6 км и до 11 м высотой, с современным окаймляющим рифом. В центральной впадине атолла развиты болота, здесь добывается гуано. На о. Старбак также разрабатываются залежи этого удобрения. Он имеет 8 км в диаметре и поднят над уровнем моря на 4,5 м. Остров Каролайн — хороший пример атолла, где добывалось гуано. Восток — это небольшой риф всего лишь 600 м в поперечнике. Наконец, Флинт — коралловый остров, высота которого достигает 15 м.

Ни на одном из островов группы Лайн не обнаружено присутствие вулканических пород.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Christophersen, E., 1927. «Vegetation of Pacific Equatorial Islands», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 44, 45—46, 1—79.

Emery, K. O., 1956. «Marine geology of Johnston Island and its surrounding shallows, central Pacific Ocean», Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1505—1519.

Malahoff, A., 1971. «Magnetic lineations over the Line Islands Ridge», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1977—1982.

МАНГАРЕВА (ГАМБИР) ОСТРОВА

Острова Мангарева, или Гамбир, занимают самое юго-восточное положение на территории так называемой Французской Полинезии и расположены в южной части центрального сектора Тихого океана. Острова Питкэрн лежат далее к юго-востоку. Мангарева окружены единым барьерным рифом, вытянутым в меридиональном направлении на 35 км; в южной части он погружен на глубину 10 м.

---

* Не следует смешивать с о. Рождества в Индийском океане. — *Прим. авт.*

** Ныне острова Лайн наряду с островами Гилберта входят в состав молодого независимого государства Кирибати. — *Прим. пер.*

Внутри рифового кольца заключены восемь небольших вулканических островов, наиболее крупные из которых — Мангарева, Тараваи, Аукена и Акамару. Самая высокая отметка островов — 441 м (гора Дафф). Наиболее распространенные породы — оливиновые базальты и пикриты.

Древние лавовые потоки в настоящее время глубоко расчленены эрозией. Крутые долины, постепенно выполаживаясь, спускаются к уровню моря; ныне они частично заполнены вулканогенно-осадочным материалом. Вдоль северо-восточной части барьерного рифа расположены мелкие островки. Глубина внутренней лагуны достигает 80 м. Кроме основного кольцевого барьера вблизи острова возник еще один небольшой атолл Тимоэ.

История спрединга этого района Тихого океана свидетельствует о том, что подстилающая океаническая кора датируется эоценом. Это самый молодой возраст вулканического фундамента, который когда-либо был установлен.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Abrard, R., 1923. «Contribution à l'étude géologique des îles Marquises et Gambier», C. R. Congrés Soc. Savantes, Dijon, 4—158.

Wiens, H. J., 1962. Atoll Environment and Ecology. New Haven: Yale Univ. Press.

МАРКИЗСКИЕ ОСТРОВА

Лежащий в южной части Тихого океана приблизительно между 10° ю. ш. и 14° з. д., в 1200 км к северо-востоку от Таити, этот архипелаг состоит из 11 островов.

Общая площадь суши составляет 1280 км². Наиболее крупный остров — Нуку-Хива — возвышается над уровнем моря на 1185 м. Второй по размеру остров архипелага Хива-Оа имеет пик высотой 1073 м. Вершины островов Хуа-Пу (Аданс) и Фату-Хива (Магдалена) характеризуются высотными отметками 1232 и 1200 м соответственно.

Маркизский архипелаг расположен на подводном хребте шириной 200 км, протягивающемся в северо-западном направлении. Склоны этого хребта опускаются в глубины океана более чем на 4000 м. Цепь Маркизских островов простирается параллельно островным цепям Туамоту и Общества.

Нет никаких сомнений, что основания островов сложены вулканическими образованиями, представленными в данном случае оливиновыми базальтами. По данным изучения разрастания океанического дна образование вулканов началось в палеоцене. На второй стадии вулканизма имели место извержения на островах Нуку-Хива (Маршан) и Фату-Хива, в результате которых образовались кальдеры и широкие кратеры; к ним приурочены потоки трахитовых лав и значительные скопления пирокластического материала.

На третьей стадии вулканической деятельности, протекавшей, по-видимому, в четвертичный период, произошли внедрения даек и силлов, представленных породами самого различного состава, вплоть до кислых; по данным А. Лакруа [Lacroix A., 1928], они, как правило, являются безнефелиновыми. На основании этих фактов Л. Чабб [Chubb L. J., 1930] предложил выделить вулканическую провинцию, в состав которой вошли помимо Маркизских острова Пасхи, Питкэрн и Галапагос.

Большинство островов сопровождается поднятыми абразионными платформами (бенчами), вследствие чего внутренние части этих островов превращаются в бесплодные плато, возвышающиеся над уровнем моря до 800 м. Поверхности таких плато обычно сильно эродированы и латеритизированы. На о. Нуку-Хива абразионная платформа отмечается на высоте около 400 м, там присутствуют фораминиферовые пески. По устному сообщению Ж. Шевалье, в пределах рассматриваемого архипелага отсутствуют поднятые коралловые рифы, однако на о. Тахуата на высоте 80 м, а на о. Уа-Хука на высоте 20 м обнаружены коралловые пески.

Остров Моту-Ити невелик по размеру, но возвышается на 220 м над уровнем океана; значительная часть его поверхности покрыта гуано. Большинство островов окаймлено береговыми абразионными террасами четвертичного возраста на отметках +2÷+3 м. В отличие от более южных широт здесь очень мало современных коралловых рифов. Это, может быть, до некоторой степени обусловлено периодическим воздействием завихрений, образуемых холодным течением Перу (Гумбольдта), а также отсутствием поступления молодых форм от других коралловых популяций. Только около 15 видов кораллов (по данным Ж. Шевалье, главным образом *Porites*, *Pocillopora* и *Millepora*) слагают современные растущие рифы, распространение которых в основном ограничено заливами.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Adamson, A. M., 1939. «Review of the faunas of the Marquesas Islands and discussion of its origin», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 159, 1—39.

Aubert de la Rüe, E., 1958. «Observations sur le volcanisme tertiare et quaternaire de quelques îeles de le Polynésie Française», Bull. Volcanol., Ser. 7, 19, 159—178.

Aubert de la Rüe, E., 1959. «Étude gêologique et prospection miniére de la Polynesie française», Recherche Géologique et Minerale en Polynesie Française. Paris: L'Inspection Générale des Mines Géologiques, 7—42.

Chubb, L. J., 1930. «Geology of the Marquesas Islands», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 68, 1—71.

Lacroix, A., 1928. «Nouvelles observations sur les laves des îales Marquises et de l'îele Tubuai», C. R. Acad. Sci., 187, 364—369.

НИУЭ (САВИДЖ-АЙЛЕНД)

Расположенный в южной части Тихого океана (19° 02′ ю. ш., 169° 55′ з. д.), приблизительно в 2400 км к северо-востоку от Новой Зеландии и в 450 км восточнее архипелага Тонга, о. Ниуэ характеризуется теплым климатом (среднегодовая температура +24,8° С). Периодически остров подвергается воздействию жестоких ураганов. Среднегодовое количество осадков около 2000 мм, бо́льшая часть которых приходится на восточную (наветренную) часть острова в летние месяцы. В остальную часть года в связи с воздействием северо-восточных пассатов климат довольно засушливый. Площадь острова — 259 км². Почвенный покров развит слабо, однако почвы плодородные [Wright A. C. S., Westerndorp F. J., 1965].

Первым европейцем, посетившим о. Ниуэ, был капитан Дж. Кук, давший ему наименование «Савидж» («Дикий»). В начале XX в. остров был аннексирован Новой Зеландией, а с 1962 г. получил частичную независимость *. Основа экономики — сельское хозяйство, экспортируются копра и бананы. Около 20% территории покрыто лесами. Главный город и порт Алофи.

---

* С 1974 г. получил внутреннее самоуправление в рамках «свободной ассоциации» с Новой Зеландией. — *Прим. пер.*

Остров Ниуэ представляет собой поднятый коралловый атолл, сформировавшийся на погруженном основании — вулканическом конусе. Остров в диаметре имеет 170 км, высота его над уровнем моря 65 м. Дно бывшей внутренней лагуны — ныне засушливая равнина. Дефицит воды обусловлен здесь процессами карстообразования. Древний кольцевой риф поднимается в виде крутых утесов над узким современным окаймляющим рифом, где хорошо развитая (не наклоненная) терраса значительных размеров отмечается на высоте 27 м наряду с несколькими небольшими бенчами [Schofield J. C., 1959]. Согласно личным наблюдениям автора, известняки, слагающие остров, по большей части доломитизированы. Местами в почвенном слое установлена повышенная радиоактивность [Fieldes M. e. a., 1960; Schofield J. C., 1967]. По данным изучения процессов спрединга в этом районе подстилающая океаническая кора имеет меловой возраст.

Дж. К. Скофилд

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Anon., 1968. Reports on Niue and the Tokelau Islands. Wellington: Dept. of Maori and Islands Affairs.

Fieldes, M., Bearling, G., Claridge, G. G. C., Wells, N., Taylor, N. H., 1960. «Mineralogy and radioactivity of Niue Island soils», N. Z. J. Sci., 3, 658—675.

Schofield, J. C., 1959. «The geology and hydrology of Niue Island, South Pacific», N. Z. Geol. Surv. Bull., 62, 1—28.

Schofield, J. C., 1967. «Origin of radioactivity at Niue Island», N. Z. J. Geol Geophys., 10, 1362—1371.

Wright, A. C. S., Westerndorp, F. J., van, 1965. «Soils and agriculture of Niue Island», N. Z. Soil Bureau Bull., 17.

ОБЩЕСТВА ОСТРОВА

Расположены в южной части Тихого океана, приблизительно в 6500 км к юго-западу от Сан-Франциско. Общая площадь их составляет около 1500 км². Заморская территория Франции. Этот архипелаг протягивается на расстояние 700 км в северо-западном направлении и объединяет две группы вулканических и коралловых островов — Наветренные на востоке и Подветренные на западе. Действующие вулканы отсутствуют. В состав Наветренных островов входят Таити (самый крупный), Муреа, Тубуаи-Ману (Маиао), Мехетиа и Тетиароа; группа Подветренных включает в себя острова Раиатеа и Бора-Бора.

Архипелаг Общества представляет значительный геологический интерес, так как здесь в большом количестве обнаружены нефелинсодержащие породы, что позволило Л. Чаббу [Chubb L. J., 1927] выделить особую нефелиновую провинцию в южной части Тихого океана. Это явление в настоящее время рассматривается как связанное с эволюцией региона в процессе разрастания морского дна.

В пределах архипелага выделяется вулканическая цепь, состоящая из 15 островов. Размеры их возрастают от занимающего крайнее восточное положение наиболее молодого вулкана Мехетиа до наиболее высокого Таити-Нуи, отметка которого достигает 2237 м. Затем в северо-западном направлении отмечается резкое снижение их высот, обусловленное, по-видимому, как увеличением возраста самих вулканов, так и степенью разрушающей их эрозии; конечное звено этой цепи на крайнем северо-западе представлено тремя атоллами. Вполне возможно, что их основания, как и других подводных гор центральной части Тихого океана, сложены верхнемеловыми породами; точно возраст их не установлен, так как на этих островах не проводилось бурение.

Остров Мехетиа представлен молодым шлаковым конусом высотой 455 м с многочисленными современными лавовыми потоками, которые местами перекрывают голоценовые коралловые рифы.

Остров Таити состоит из двух базальтовых вулканов, соединенных узким перешейком. Оба вулканических конуса хорошо развиты, но глубоко расчленены расселинами и промоинами.

Ядро о. Муреа представляет собой хорошо сохранившийся вулканический некк, воздымающийся над уровнем океана на 1207 м, однако склоны этого острова гораздо более интенсивно эродированы, чем на Таити. В результате сбрососбразования возникли высокие клифы в северной части острова, а его поверхность оказалась наклоненной на юго-запад. Древние базальтовые лавы, трахиты, фонолиты и подчиненные пирокластические породы латеритизированы на значительном протяжении.

Остров Тубуаи-Ману * (называемый также Маиао или Моруити) характеризуется наличием хребта высотой 160 м, представляющего собой останец очень глубоко расчлененного вулканического конуса. На лавах (оливиновых базальтах) залегает мощный остаточный чехол латеритов и глин. Этот вулканический остров окаймляется необычным двойным барьерным рифом со сдвоенной лагуной.

Остров Тетиароа лежит к северу от Муреа, несколько в стороне от основной цепи. Это атолл, состоящий из гряды небольших островков, местами являющейся кольцевым барьерным рифом.

В группе Подветренных островов крайнее восточное положение занимает Хуахине — двойной вулканический остров, разделенный узким проливом на острова Хуахине-Ити и Хуахине-Нуи, но окруженный единым окаймляющим рифом размером 15 × 10 км. Высота большего конуса составляет 680 м. Среди вулканических пород доминируют лабрадоритовые базальты, в меньших количествах представлены трахиты и фонолиты. Лавы разрушены в процессе выветривания с образованием латеритов и каолинита.

Острова Раиатеа и Тахаа представляют собой приблизительно такую же пару вулканических конусов, окруженных единым рифом (21 × 14 км). Высота конуса вулкана Раиатеа достигает 1033 м. Лавы состоят из оливиновых базальтов и агломератов с подчиненными трахитами и фонолитами. Тахаа — круглый остров, имеющий 12 км в диаметре, высотой 590 м. Сложен главным образом оливиновыми базальтами, по большей части прорванными дайками и в меньшей степени интрузиями габбро.

Остров Бора-Бора ** представляет собой сильно разрушенный эрозией зазубренный конус, где в дополнение к основному развиты вторичные вулканические конусы, в том числе Тоопуа. Остров окружен широкими окаймляющими рифами; имеется также лагуна и барьерный риф (16 км в диаметре). Это классический пример вулканического острова «Дарвинова типа». Некк, приуроченный к центральной части острова, высотой до 590 м, рассечен сотнями радиальных даек. Лавы состоят из оливиновых базальтов с незначительной примесью пирокластического материала. Угол падения лавовых слоев достигает 3°, что, по всей вероятности, обусловлено очень высокой текучестью лав. В настоящее время конус глубоко расчленен и изрезан заливами и бухтами. Слагающие его породы сильно выветрены с образованием латеритов и глин.

Остров Моту-Ити (Тубаи) лежит к северо-западу от Бора-Бора; это — атолл с диаметром 10 км. Западнее его расположен о. Маупити (Маруа) — другой глубоко эро-

---

* Не следует путать с островами Тубуаи. — *Прим. автора.*

** Так остров назван европейцами; полинезийское название — Пова-Пова. — *Прим. пер.*

дированный останец базальтового конуса, окаймленного широким коралловым рифом. Высота конуса, рассеченного дайками габбро, достигает 379 м.

Острова Беллингсгаузен (Моту-Оне), Фенуа-Ура (Силли-I) и Мопелиа (Мопихаа) расположены в северо-западной оконечности архипелага Общества и являются изолированными атоллами.

Ж.-А. Шевалье

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Becker, M., et al., 1974. «Phases d'érosion — comblement de la vallée de la Papenoo et volcanisme subrécent à Tahiti, en relation avec l'évolution des îles de la Société (Pacifique Sud)», Mar. Geol., 16, 71—77.

Chubb, L. J., 1927. «Mangaia and Rurutu; a comparison between two Pacific Islands», Geol. Mag., 64, 518—522.

Obellianne, J. M., 1955. «Contribution à l'étude géologique des îles des Établissements français de l'Océanie», Sci. de la Terre (Nancy), 3 (3), 1—146.

Stark, J. T., Howland, A. L., 1941. «Geology of Bora-Bora, Society Islands», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 169, 1—63.

Williams, H., 1933. «Geology of Tahiti, Moorea and Maiao», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 105, 1—90.

ПАСХИ И САЛА-И-ГОМЕС ОСТРОВА

Остров Пасхи (Исла-де-Паскуа, исп.) имеет полинезийское название Рапануи (Большой остров). Полинезийцы именуют его также Тепита-Техенуа (Пуп Земли) *. Принадлежит Чили. Это один из самых уединенных островов Тихого океана и, пожалуй, всего земного шара. От ближайшего к нему (необитаемого) о. Питкэрн его отделяет 2500 км, до берегов Чили — около 3700 км. Координаты острова 27° 10′ ю. ш. и 109° 20′ в. д. Коренное население — полинезийцы. Площадь острова составляет около 130 км². Климат субтропический. Местные жители страдают от недостатка пресной воды, поскольку реки и крупные ручьи здесь отсутствуют. Поэтому людям приходится довольствоваться не очень обильными атмосферными осадками, коллектором для которых служит пресноводное озеро, образовавшееся в кратере потухшего вулкана Рано-Рараку.

Остров Пасхи имеет вулканическое происхождение и образован тремя вулканами, поднимающимися у трех оконечностей острова, обусловливая его треугольную форму. Наибольший из этих потухших вулканов Теревака (Раноарои), расположенный в северной части острова, достигает высоты 556 м. Слагающий восточную оконечность острова вулкан Пойке, или Катики, в прошлом был самостоятельным островом, берега которого ограничивались крутыми клифами. Породы самого южного из этих вулканов — Рано-Рараку — служили основным материалом при изготовлении статуй, высекавшихся древнейшими обитателями острова. Общеизвестно, что о. Пасхи завоевал огромную популярность во всем мире именно благодаря этим исполинским каменным изваяниям, загадка которых (как и происхождение их создателей) не разрешена до сих пор.

Территория острова сложена преимущественно вулканическим пеплом, хотя отмечены многочисленные лавовые потоки, особенно на южном склоне вулкана Теревака, где сформировалось также более 20 паразитических туфовых конусов. Эти конусы, располагаясь в виде цепочек, образуют линейные зоны. Вместе с тем на протяжении исторического периода никаких извержений на о. Пасхи не было зарегистрировано.

Детальные геологические и петрографические исследования острова проводили М. Бэнди [Bandy M. C., 1937] и П. Бейкер [Baker P. E., 1967]. По их данным, развитые здесь лавовые потоки по составу сопоставимы с лавами островов Галапагос, Маркизских и Питкэрн. Для них характерны заметная обогащенность кремнеземом, наличие обсидиана и отсутствие нефелина; отмечаются включения олигоклазового андезита. На основании K — Ar-датировок возраст пород вулкана Пойке (обнажающихся на поверхности) определяется в 3 млн. лет, а пород вулкана Теревака — в 300 тыс. лет [Baker P. E., 1967]. По данным изучения зон спрединга устанавливается плиоценовый возраст подстилающей океанической коры в этом районе.

Берега о. Пасхи ограждены скалистыми утесами — клифами, высотой от 20 до 300 м. Нет никаких данных, указывающих на наличие террас. Коралловые рифы также отсутствуют в прибрежной зоне этого острова, что объясняется слишком низкой температурой океанической воды в зимние периоды.

Остров Сала-и-Гомес *, который также принадлежит Чили, назван по имени своего первооткрывателя (1793 г.) Сала-и-Гомеса. В последние годы изучением его занимались только Р. Фишер и Р. Норрис [Fisher R. L., Norris R. M., 1960]. Остров необитаем, площадь 0,12 км², координаты 26° 28′ ю. ш. и 105° 28′ з. д. Он состоит из двух скальных выступов, подымающихся над уровнем океана на высоту до 30 м и соединенных узким перешейком. По существу этот остров представляет собой вершину изолированной подводной вулканической горы. Отмечена подводная терраса, внешний край которой расположен на глубине 130 м в 2—3 км от берега.

Хребет Сала-и-Гомес протягивается в виде цепи подводных гор на расстояние более 1500 км от о. Пасхи в восточном направлении, по-видимому, вплоть до островов Сан-Амбросио и Сан-Феликс. Последние расположены вдоль южной границы зоны разломов, к которой приурочен о. Пасхи.

Г. Г. Ричардс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ayres, W. S., 1971. «Radiocarbon dates from Easter Island, East Polynesia», J. Polynesian Soc., 5.

Baker, P. E., 1967. «Preliminary account of recent geological investigations on Easter Island», Geol. Mag., 104, 116—122.

Bandy, M. C., 1937. «Geology and petrology of Easter Island», Bull. Geol. Soc. Am., 48, 1589—1610.

Englert, S., 1970. Island at the Center of the World New York: Scribner's 191 p., trans. and ed. by W. Mulloy.

Fisher, R. L., Norris, R. M., 1960. «Bathymetry and geology of Sala y Gómez, Southeast Pacific», Bull. Geol. Soc. Am., 71, 497—502.

Herron, E. M., 1972. «Two small crustal plates in the South Pacific near Easter Island», Nature Phys. Sci., 240 (98), 35—37.

ПИТКЭРН ОСТРОВА

Питкэрн — группа, состоящая из четырех островов, расположенных в юго-западной части Тихого океана. Колония Великобритании. Площадь суши составляет

---

* Еще одно полинезийское название острова — Матакитеранги — означает «Глаз, смотрящий в небо». — *Прим. пер.*

* Старое русское название этого острова — «Вахрамеева скала». — *Прим. пер.*

48 км². Собственно о. Питкэрн (25° 04′ ю. ш., 130° 06′ з. д.) лежит в 6800 км к юго-западу от Панамы и в 5100 км к северо-востоку от Новой Зеландии. Площадь его 5,2 км²; это единственный обитаемый остров рассматриваемой группы, в состав которой входят также острова Оэно, Хендерсон и Дюси. Население Питкэрна — потомки участников мятежа на английском корабле «Баунти» (1790) и полинезийских женщин с о. Таити.

Климат островов определяется воздействием юго-восточных пассатов и остается теплым в течение всех 12 месяцев года. Климатический режим кратковременно нарушается только в связи с резкими изменениями направления ветров, обычными для летних сезонов Южного полушария. Осадки выпадают достаточно обильно, благодаря чему бóльшая часть территории острова возделывается под различные сельскохозяйственные культуры.

Вулканическим является только главный остров группы — Питкэрн (5 км в поперечнике, высота над уровнем моря 333 м). Его слагают обогащенные кремнеземом базальты, представлены также в небольшом количестве гиперстеновые андезиты. Породы с поверхности сильно разрушены выветриванием. Берега острова окружены клифами; окаймляющие рифы отсутствуют.

Остров Оэно представляет собой атолл 3 км в диаметре с мелководной внутренней лагуной. Хендерсон — это поднятый атолл, образующий плато высотой 15 м; поперечник острова равен 7 км. Он окружен отвесными клифами и окаймляющими рифами. Дюси — низменный атолл, имеющий в поперечнике 2 км. Является самым южным атоллом центральной части Тихого океана.

Группа Питкэрн относится к зоне единого простирания, куда входят острова Таити, Гамбир и Пасхи. По данным тектоники плит подстилающая океаническая кора в этом районе датируется олигоценом.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Marshall, P., 1918. «Notes on the geology of the Tubuai Islands and of Pitcairn», N. Z. Inst. Trans. Proc., 1, 278—279.

САМОА ВОСТОЧНОЕ

Восточное Самоа состоят из пяти крупных и пяти более мелких островов. Эта островная группа расположена в южной части Тихого океана, приблизительно в 840 км северо-восточнее островов Фиджи. Координаты: 14° 35′—14° 12′ ю. ш. и 168°—171° з. д. Владение США. Главный город Паго-Паго находится на о. Тутуила. Пять основных островов Восточного Самоа (с запада на восток) — это Тутуила, Офу, Олосега, Тау и Роз (таблица). Восточное и Западное Самоа составляют архипелаг Самоа, протягивающийся в субширотном (западном — северо-западном) направлении на 480 км. Местами отмечается кулисообразное расположение островных цепей.

Остров Тутуила образован пятью вулканами, возвышающимися над двумя (возможно, тремя) взаимно параллельными рифтами общего северо-восточного (СВ 70°) простирания. В результате обрушения вершины вулкана Паго-Паго образовалась кальдера, имеющая 9,5 км в поперечнике. Бухта Паго-Паго представляет собой затопленную речную долину, прорезанную вдоль подножия стенки кальдеры неправильных очертаний. Кальдера частично заполнена мощной толщей туфов и лав различного состава. Несколько обнажающихся на поверхности куполов, сложенных очень вязкими трахитами, прорывают эту толщу. При образовании одного из таких куполов был захвачен и приподнят на высоту нескольких

Основные размеры островов группы Восточное Самоа

Название острова	Площадь, км²	Высота, м
Тутуила (с островком Аунуу)	135	642
Офу (с островком Нуу)	5	477
Олосега	4	646
Тау	40	916
Роз	0,8	3,0

сотен метров огромный блок базальта. Среди вулканических пород отмечено около 600 даек и 40 разрывных нарушений. Некоторые дайки не совсем обычны: в одной из них обнаружены ориентированные ксенолиты дунитов, в другой — слои вулканического пепла. Бурением установлено, что рифы, окаймляющие о. Тутуила, образовались не в результате роста кораллов, а путем отложения известковых песчаников и алевролитов.

Остров Тутуила является вершиной вулканического конуса, высота которого, считая от его подводного основания, составляет около 5 км. Примыкающие к последнему участки океанического дна по данным изучения истории спрединга в этом районе имеют меловой возраст. Наиболее древние, обнажающиеся на поверхности породы острова относятся, вероятнее всего, к плиоцену и характеризуются обратной намагниченностью. Самые молодые породы — нефелиновые базаниты, входящие в состав вулканогенной серии Леоне голоценового возраста. Все вулканические породы относятся к щелочному ряду и варьируют по составу от пикритовых базальтов до трахитов. Отмечаются многочисленные экструзивные купола вязких трахитов. Толеитовые базальты на дневной поверхности не обнажаются.

Группа Мануа включает в себя острова Офу, Олосега и Тау и, кроме того, небольшие островки Нуутеле и Нуусилаелае, расположенные вблизи о. Офу. Возраст слагающих их пород варьирует от плиоценового до голоценового. В 1866 г. у о. Олосега произошло извержение подводного вулкана. Остров Тау представляет собой разрушенный конус вулкана щитового типа, образованного излияниями базальтовых лав. В кальдере этого вулканического конуса аккумулировался лавовый и пирокластический материал, общая мощность которого превышала 300 м. От острова радиально отходят в северо-восточном и северо-западном направлении две трещинные зоны. За периодом интенсивной эрозии последовало излияние дунитовых лав, что привело к разрастанию северо-восточной части острова. Вблизи сел. Фалеазао под толщей туфов, содержащих крупные ксенолиты дунитов и обломки кораллов, обнаружили погребенный морской клиф.

Острова Офу и Олосега представляют собой вершины шести вулканических конусов, приуроченных к подводному хребту, протянувшемуся вдоль Самоанского рифта. Два из этих конусов развились до стадии щитовых вулканов; впоследствии на их месте образовались кальдеры обрушения. Кальдера о. Офу, расположенного севернее о. Олосега, оказалась частично заполненной более поздними базальтовыми лавами. В последующий период вулканического покоя и эрозии сформировался туфовый конус, останцы которого сохранились на островках Нуутеле и Нуусилаелае. Высокие прибрежные клифы, возникшие в результате морской абразии, окаймляют большинство островов архипелага. Для всех самоанских островов характерно наличие бенчей на высоте 1,5 и 7 м, отвечающих эвстатическим колебаниям уровня океана. Все породы, слагающие рассматриваемые острова, относятся к серии щелочных базальтов.

Атолл Роз окаймляется песчаными пляжами, расположенными на 3 м выше уреза воды. На поверхности этого острова сохранились останцы приподнятого рифа, свидетельствующие о том, что уровень океана в наши дни понизился на 1,5 м.

Г. Т. Стирнс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Daly, R. A., 1924. «The geology of American Samoa», Carnegie Inst. Wash. Publ., 340, 95—145.

Mayor, A. G., 1924. «Structure and ecology of Samoan reefs», Carnegie Inst. Wash. Publ., 340, 1—25.

Stearns, H. T., 1944. «Geology of the Samoan Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 55, 1279—1332.

Stice, G. D., McCoy, F. W., Jr., 1968. «Geology of the Manu'a Islands, Samoa», Pacific Sci., 22 (4), 427—457

САМОА ЗАПАДНОЕ

Западное Самоа — группа островов, входящая в состав архипелага Самоа (см. Восточное Самоа), — расположены в южной части Тихого океана с общей площадью 2840 км². Независимое государство с 1962 г. Состоит из двух крупных — Уполу (1114 км²), Савайи (1890 км²) — и шести более мелких островов. Население — около 100 тыс. человек (1970 г.). Координаты 14° 10′—13° 20′ ю. ш. и 170° 20′—172° 50′ з. д. Острова расположены приблизительно в 350 км к востоку от островов Фиджи и в 2500 км к северо-востоку от Новой Зеландии. Остров Уполу овальной формы, на котором находится главный город государства Апиа, имеет размеры 75 × 25 км. Здесь развита цепь сильно залесенных гор, представляющих собой вулканические конусы, высота которых достигает 1100 м над уровнем моря.

Остров Савайи (75 × 45 км) состоит из слившихся у основания широких вулканических куполов, увенчанных многочисленными конусами, достигающими высоты 1800 м. Извержения вулканов на острове отмечались в 1902 г. и с 1905 по 1911 г.

Уполу сложен преимущественно плиоценовыми вулканическими породами, представленными почти исключительно базальтами (так называемые вулканиты Фагалоа). Они образовались в результате извержений ряда вулканов, приуроченных к трещинной зоне северо-западного простирания. Подстилающая океаническая кора в этом регионе имеет, по-видимому, меловой возраст. Продукты вулканических извержений сформировали купол щитового типа, который после прекращения действия вулкана был сильно эродирован и изрезан глубокими каньонами. В результате проявлений вулканизма в плиоцене и голоцене лавовые потоки, изливавшиеся из конусов, локализованных вдоль древнего рифта, стекали вниз по каньонам. Бо́льшая часть достигших берега потоков растекалась по морскому дну, формируя подводные «конусы выноса», на которых впоследствии нарастали коралловые рифы.

Все мелкие островки, входящие в состав этой группы, представлены вершинами туфовых конусов, образовавшихся при извержениях вулканов, за исключением о. Маноно, являющегося лавовым конусом.

Савайи был сформирован в виде ряда вулканических куполов, приуроченных к трещинам, ориентированным в северо-западном, восточном и южном направлениях. Его ядро сложено вулканитами Фангалоа плиоценового возраста, обнажающимися всего на трех небольших участках, поскольку в основном они перекрыты среднепозднеплиоценовыми, голоценовыми и современными базальтовыми потоками. Северо-западный склон Савайи пересекается крупным разломом.

Лавы Фангалоа изменяются по составу от пикритовых базальтов до роговообманковых андезитов. В одном месте на о. Уполу был обнаружен трахит, свидетельствующий о том, что этот вулкан прошел обычную для тихоокеанских вулканов эволюцию — от формирования толеитовых базальтов до излияния лав щелочного ряда. В лавах более молодого возраста часто встречается анальцим.

Как правило, острова окружены окаймляющими и барьерными рифами, но у берегов, сложенных крутопадающими потоками плиоценовых (?) лав, рифы, особенно барьерные, не развиты. По-видимому, рост кораллов отставал от быстрого затопления крутых побережий. Следует отметить, что в результате эвстатических колебаний уровень Мирового океана повысился от отметки —130 м в конце плейстоцена до современного. У пологих, мелководных берегов отступание береговой линии было более постепенным, не затруднявшим нормального развития кораллов.

Обширные подводные террасы расположены на глубинах 90 и 180 м, что свидетельствует об уровнях погружения рифов. На некоторых островках были обнаружены палеонтологически охарактеризованные морские туфогенные отложения, приуроченные к 7-метровому уровню эвстатического стояния океана; очевидно, они относятся к сангамонскому времени. Характер морских осадков свидетельствует о стояниях уровня океана на отметках 1,5 и 4,5 м. Те же уровни были зафиксированы на островах Восточного Самоа. Последнее говорит о том, что весь архипелаг Самоа сохранял относительную тектоническую стабильность, по крайней мере в течение последних 120 тыс. лет. Галечники бенчей, по всей вероятности фиксирующие абразионные террасы, обнаружены в самых древних отложениях побережья зал. Фангалоа, на уровнях выше 40 м.

Г. Т. Стирнс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Hedge, C. E., Peterman, Z. E., Dickinson, W. R., 1972. «Petrogenesis of lavas from Western Samoa», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 2709—2714.

Kear, D., 1967. «Geological notes on Western Samoa», N. Z. J. Geol. Geophys., 10, 1446—1451.

Macdonald, G. A., 1944. «Petrography of the Samoan Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 55, 1333—1362.

ТАИТИ

Входит в состав группы Наветренных островов архипелага Общества. Этот горный остров, расположенный в южной части Тихого океана, имеет координаты 17° 37′ ю. ш. и 149° 29′ з. д. Площадь — 1045 км²; столица Папээте, находящаяся на северном побережье, является административным центром Полинезии (Французской). Среди гор острова выделяются четыре основных пика, самый высокий из них Маунт-Орохена, достигающий высоты 2237 м.

Остров Таити состоит из двух вулканических конусов, сложенных оливиновыми базальтами, соединенных узким перешейком и окруженных единым барьерным рифом. Более крупный вулканический конус Таити-Нуи слагает северо-западную часть острова; меньший по размерам Таити-Ити (Тапарапу) расположен на юго-востоке. Эти конусы сохранили общий первоначальный облик, однако они оба глубоко изрезаны ущельями и расселинами, которые постепенно спускаются до низкого уровня плейстоценового моря, а их устья в настоящее время подпружены рифами и аллювиальными осадками.

Ядро о. Таити-Нуи представлено плутоническим некком диаметром 1 км, сложенным нефелиновыми монцонитами, тералитами и сиенитами, что было установлено П. Маршаллом [Marschall P., 1915]. Не вызывает сомнений, что некк сформировался на значительной глубине — приблизительно на 2000 м ниже уровня первоначального кратера. Наличие этой интрузии дало повод говорить о присутствии на о. Таити «гранитных» и «континентальных, или сиалических», пород, однако они, безусловно, являются дифференциатами океанических базальтов.

Лавы острова представлены преимущественно щелочными базальтами и базанитами с некоторым количеством анкарамитов (оливинсодержащих базальтов) и океанитов; меньшую роль играют таититы, трахиты и фонолиты. Лавы очень жидкие; примесь пирокластического материала в большинстве случаев весьма незначительна. По данным Р. Уильямса [Williams H., 1933], присутствуют туфы и брекчии мощностью около 80 м. Обнаружены пять паразитических конусов. Наблюдается маломощный покров латеритов и несколько слоев красных палеопочв. Известно очень мало определений абсолютного возраста пород, однако с учетом палеогеографических данных можно утверждать, что основные вулканические извержения произошли в позднетретичную эпоху. По данным разрастания морского дна в этом районе подстилающая океаническая кора может быть датирована меловым возрастом.

В прибрежной части острова отмечаются «ископаемые» клифы, местами высотой до 300 м, к которым со стороны моря примыкает узкая голоценовая береговая равнина, сложенная поднятыми рифами и песками. Встречаются современные коралловые пляжевые пески; по большей части пляжи сложены черным тонким песком, образовавшимся за счет разрушения базальтов. Имеется узкая лагуна, заполненная карбонатными отложениями, отделенная от острова барьерным рифом, северо-восточная часть которого не развита.

Ж.-П. Шевалье

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Becker, M., et al., 1974. «Phases d'érosion — comblement de la valleé de la Papenoo et volcanisme subrécent à Tahiti, en relation avec l'évolution des îles de la Société (Pacifique Sud)», Marine Geol., 16, 71—77.

Marshall, P., 1915. «The geology of Tahiti», N. Z. Inst. Trans. Proc., 47, 361—376.

Williams, H., 1933. «Geology of Tahiti, Moorea, and Maiao», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 105, 1—90.

ТОКЕЛАУ (ЮНИОН) ОСТРОВА

Островная цепь небольшой протяженности общей площадью 10 км² получила официальное название Токелау в 1944 г. Ранее она была известна как «острова Юнион». Принадлежит Новой Зеландии и расположена между 8—10° ю. ш. и 171—173° з. д. в южной части Тихого океана, приблизительно в 485 км к северу от архипелага Западное Самоа. От Новой Зеландии отстоит в 3380 км к северо-востоку.

Эта островная группа состоит в основном из трех атоллов — Атафу, Фокаофо и Нукуноно — и протягивается в северо-западном направлении на расстояние 160 км. Каждый из атоллов содержит внутреннюю лагуну, огражденную кольцевым рифом, увенчанным множеством маленьких островков, максимальная высота которых не превышает 4—5 м.

Бóльшую часть года атоллы рассматриваемой островной группы находятся в пределах действия юго-восточных пассатов, но в летний период Южного полушария (с декабря по март) они оказываются в зоне межтропической конвергенции, характеризующейся обильными ливнями (среднее количество выпадающих осадков 2900 мм, в редких случаях до 4500 мм). Среднегодовая температура 27,8° С. Экспортируются копра и кустарные изделия (циновки и т. д.).

В геологическом отношении все острова без исключения сложены коралловыми известняками четвертичного возраста (слегка приподнятые рифы) и калькаренитами (голоценовые сцементированные береговые отложения и рыхлые пески). История геологического развития этих атоллов, по-видимому, весьма сходна с таковой островов Гилберта и Эллис, где наблюдается нарастание кораллов на цоколях, представленных конусами базальтовых вулканов. На основании изучения спрединга морского дна было установлено, что подстилающая океаническая кора имеет меловой возраст.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Anon., 1968. Reports on Niue and the Tokelau Islands. Wellington, N. Z.: Dept. Maori and Islands Affairs.

ТУАМОТУ ОСТРОВА

Острова Туамоту, или Паумоту («Дальние острова»), называвшиеся также архипелагом Лау, расположены в южной части Тихого океана (между координатами 14—22° ю. ш. и 135—148° з. д.) и представляют собой наиболее обширную группу атоллов в мире. Входят в состав Полинезии (Французской). Этот архипелаг протягивается в общем северо-западном направлении между островами Общества и Маркизскими и состоит из 78 атоллов и одного приподнятого кораллового острова. Подстилающая океаническая кора в этом районе датируется меловым возрастом.

Самый крупный атолл рассматриваемой группы — Рангироа (или Раироа), протяженность которого составляет 105 км; на нем расположен административный центр архипелега. Знаменитый плот Кон-Тики с экспедицией Тура Хейердала останавливался здесь на пути от берегов Перу. Большинство атоллов сопровождается многочисленными кольцевыми рифами и маленькими островками. Более зрелые острова сложены эродированными известняками, более молодые представлены всего лишь песчаными отмелями, быстро изменяющими свою форму под воздействием ураганов.

Архипелаг Туамоту расположен в пределах зоны действия юго-восточных пассатов. Кроме того, в летние месяцы Южного полушария (с декабря по март) на эти острова обрушиваются циклоны, идущие с севера.

Макатеа — один из островов, расположенный в непосредственной близости от архипелага Общества, представляет собой поднятый атолл, возвышающийся над поверхностью океана на 70 м; на нем обнаружены значительные залежи фосфатов. Слагающие остров известняки датируются эоценом [Repelin J., 1919]. Берега его окаймляются крутыми клифами и абразионными террасами.

В результате глубокого бурения, проведенного на атолле Мururoa в 1964—1965 гг., вулканический фундамент был вскрыт на глубинах 415 и 438 м. Осадочный чехол, залегающий на этом основании, представлен коралловыми обломками, рифовыми известняками и песками; верхние 100 м разреза сложены рыхлыми осадками (см. описание атолла Фунафути в группе островов Гилберта и Эллис, а также Маршалловы острова).

Испытания ядерного оружия, проведенные французским правительством на атолле Мururoa в недавние годы, возбудили в ученом мире значительный интерес к этому острову [Chevalier J. P. e. a., 1968; Deneufborg G., 1969].

Р. У. Фейрбридж, Ж.-П. Шевалье

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Chevalier, J.-P., Denizot, M., Mougin, J. L., Plessis, Y., Salvat, B., 1968. «Étude géomorphologique et bionomique de l'atoll de Mururoa (Tuamotu)», Cahiers de Pacifique, 12, 1—144.

Deneufbourg, G., 1969. «Les forages de Mururoa», Cahiers de Pacifique, 13, 47—58.

Ranson, G., 1957. «Observation sur les îles basses des Tuamotu», 8th Pacific Sci., Cong., Philippines, 3A, 989—1008.

Repelin, J., 1919. «Sur un point de l'histoire de l'océan Pacifique», C. R. Acad. Sci., 168, 237—239.

Trichet, J. 1969. «Quelques aspects de la sédimentation calcaire sur les parties émergées de l'atoll Mururoa», Cahiers de Pacifique, 13, 1—14.

ТУБУАИ (ЮЖНЫЕ) ОСТРОВА

Эта островная цепь расположена в южной части Тихого океана и занимает самый южный ряд обширной полосы, протягивающейся с северо-запада на юго-восток, в пределах которой разбросаны архипелаги, составляющие Полинезию (Французскую). В состав группы Тубуаи входят один атолл и шесть вулканических островов; из последних четыре сопровождаются коралловыми рифами. Имеются также две крупные подводные горы, увенчанные рифами; это банка Президан-Тьер (33 м ниже уровня моря) и риф Нейлсон (Ланкастер) с отметкой 5 м. Остров Нейлсон является самым южным рифом в Тихом океане, сложенным исключительно коралловым материалом. Архипелаг Тубуаи расположен между координатами 22—28° ю. ш. и 143—155° з. д. Северо-западным продолжением его служит цепь островов Кука того же простирания.

Самое северное положение в группе Тубуаи занимает атолл Мария (Хилл), состоящий из рифа треугольной формы (5 км в поперечнике) и двух кольцевых островков. Далее в направлении к юго-востоку следуют вулканические острова Риматара, Руруту, Тубуаи, Раивавае (Вавиту), Рапа и Моротири (Бас). Остров Риматара состоит из эродированного вулканического конуса, окруженного приподнятым кольцевым рифом, в настоящее время выступающим над уровнем океана на 7—8 м; склоны его постепенно спускаются к кольцевой лагуне, окаймленной современным барьерным рифом диаметром 10 км.

Атолл Руруту имеет сходное строение, но лишен барьерного рифа. Древний риф здесь наклонен и поднят на высоту 60—80 м; наблюдается одиночный выступ высотой до 150 м. Остров имеет 11 км в поперечнике и венчается плато высотой 240 м. Л. Чабб [Chubb L. J., 1927] проводил сравнительное изучение атоллов Руруту и Мангана (см. острова Кука). Рифовые известняки частично перекрыты базальтовыми лапиллями и палагонитовыми туфами. Отмечены абразионные террасы на уровнях 180, 80, 2 и 0,5 м. Считалось, что на о. Руруту имеются кристаллические сланцы, но оказалось, что это плитчатые фонолиты [Jérémine E., 1959]. Вопросы геологического возраста островов изучены очень слабо, однако по данным разрастания морского дна удалось установить, что океаническая кора в этом районе является меловой.

Острова Тубуаи и Раивавае представляют собой денудированные вулканические конусы, окруженные современными окаймляющими и барьерными рифами. Нет каких-либо данных, указывающих на то, что эти острова испытали поднятие. Лагуны атоллов мелководные и, по-видимому, частично заполнены осадочным материалом.

Острова Рапа и Маротири занимают несколько более изолированное положение и являются самыми южными островами в центральной части Тихого океана. На них отмечается мало растущих кораллов, очевидно, в связи с относительно высокой географической широтой (28° ю. ш.), а также из-за наличия холодных течений в зимний период. Вулканический о. Рапа окаймлен известняковым рифом, поднятым на 30 м над уровнем океана, и обычной эвстатической террасой на высоте 2—3 м. Группа Маротири, общей протяженностью более 3 км, состоит из четырех вулканических островков, воздымающихся над поверхностью воды до 106 м. Рапа и Маротири — останцы кальдеры, образовавшейся в результате вулканического извержения. Оба острова значительно разрушены эрозией и изобилуют крутыми утесами.

Предполагалось, что возраст островов Тубуаи, как и Гавайского архипелага, становится моложе в направлении с северо-запада на юго-восток, т. е. начиная с погруженного вулканического основания (ныне увенчанного атоллом) и кончая относительно более молодым останцом вулканического конуса. Однако не следует чрезмерно увлекаться сравнениями, поскольку в юго-восточной части островной цепи Тубуаи отсутствуют молодые или современные вулканы.

Р. У. Фейрбридж, Ж.-П. Шевалье

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Aubert de la Rüe, E., 1958. «Observations sur le volcanisme tertiaire et quaternaire de quelques îles de la Polynésie Française», Bull. Volcanol. Ser. 2, 19, 159—178.

Aubert de la Rüe, E., 1959. « Étude géologique et prospection minière de la Polynésie française», Recherche Géologique et Minéralogique en Polynésie Française. Paris: Inspection Générale des Mines et de la Géologie, 7—42.

Chubb, L. J., 1927a. «The geology of the Austral or Tubuai Islands», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 83, 291—316.

Chubb, L. J., 1927b. «Mangia and Rurutu; a comparison between two Pacific Islands», Geol. Mag., 64, 518—522.

Jeremine, E., 1959. «Sur quelques laves de l' île Raivavae», Bull. Volcanol., Sér. 2, 21, 117—126.

УОЛЛИС И ХОРН (ФУТУНА) ОСТРОВА

Острова Уоллис и Хорн (Футуна) входят в состав Полинезии (Французской). Острова Уоллис находятся между координатами 13° 12′—13° 24′ ю. ш. и 176° 6′—176° 14′ з. д., приблизительно в 350 км к западу от архипелага Самоа. Кроме главного острова Увеа эта группа насчитывает 22 маленьких островка и скальных выступа, окруженных барьерным рифом. Размеры Увеа 13 × 7 км, площадь его более 60 км². Этот остров состоит из нескольких низких, широких вулканических куполов, которые, соединяясь друг с другом, образуют неровное, холмистое плато. Самая высокая отметка острова — гора Лулу (145 м) — находится в его центральной части. Шесть кратеров заполнены озерами и маршами. Наиболее живописное озеро Лалолало, очень глубокое, окаймленное отвесными скалистыми стенами высотой до 40 м. Плодородные бурые почвы покрывают бо́льшую часть острова двух- и трехметровым слоем. Реки и крупные ручьи отсутствуют, поэтому овраги и расщелины встречаются довольно редко, хотя среднегодовая норма осадков составляет 2500 мм.

В лагуне, глубина которой достигает 50 м, встречаются одиночные рифы. Океанские суда входят в лагуну через проход Хоникулу на южной оконечности барьерного рифа и швартуются в гавани Гахи. На высоких островах представлены лавы и пирокластический материал оливиновых базальтов, за исключением вулкана Увеа, где шлаковый конус окаймляется лавовыми потоками олигоклазовых андезитов. Более низменные острова либо сложены известковыми песками, либо являются эрозионными останцами туфовых конусов и лавовых куполов.

Остров Увеа сложен потоками, излившимися из 19 вулканов, в состав которой входят 15 лавовых конусов щитового типа, 3 пепловых конуса и 1 шлаковый. За исключением двух голоценовых лавовых конусов, покрытых маломощным почвенным слоем, поверхность острова сложена сильно выветрелыми вулканитами среднего плейстоцена (?). Присутствие обломков известняков в туфовых конусах указывает на то, что вся островная группа залегает на погруженном рифе, расположенном, повидимому, на глубине около 50 м ниже уровня моря. Этот риф, по всей вероятности, покоится на абрадированном базальтовом вулкане третичного возраста. Точно установлено наличие поднятых береговых линий (на высотах 4,5 и 1,5 м над уровнем моря), а также поднятых пляжей, что наводит на мысль о более высоких стояниях уровня Мирового океана во время их образования.

Петрографические исследования пород о. Увеа проводились Г. Макдональдом [MacDonald G. A., 1945] по материалам коллекции автора статьи, собранной в 1943 г. Здесь развиты в основном щелочные базальты. На дневной поверхности обнажаются только четыре дайки, однако их простирание, а также характер группировки кратеров голоценовых вулканов свидетельствуют о том, что многие вулканические трещины ориентированы в северо-западном направлении. Тектонические нарушения и складки автором не обнаружены.

В состав группы Хорн входят острова Футуна и Алофи. Они лежат в 170 км к юго-западу от Увеа, их координаты — 14° 20′ ю. ш. и 178° 5′ з. д. Это домиоценовые вулканические острова, ядра которых частично окаймляются поднятыми терригенными отложениями миоценового возраста. Острова Футуна и Алофи отстоят друг от друга на 8 км и окружены окаймляющими коралловыми рифами.

Остров Футуна (размеры 13 × 8 км, площадь 65 км²) пересекается осевым хребтом, наиболее высокая вершина которого — гора Пуке (700 м). Породы острова сильно разрушены выветриванием с образованием латеритных почв. Островные плато, обрамляющие центральную горную цепь, рассекаются узкими глубокими долинами. Фаунистически охарактеризованные морские осадки миоценового возраста образуют приподнятую кольцевую террасу, примыкающую к древнему морскому клифу. Четвертичная терраса высотой 3,5 м окаймляет бо́льшую часть берега. Вулканическое ядро острова сложено главным образом мощными потоками андезитовых лав, большей частью брекчированных, залегающих на долеритах. Встречаются авгитовые туфы — преимущественно в долине Ваинифао. Из-за сильной разрушенности и выветрелости пород с поверхности обнаружение вулканических жерл сопряжено с большими трудностями.

Остров Алофи (размеры 10 × 5 км, площадь 29 км²) имеет близкую к чашеобразной форму и окружен поднятым миоценовым рифом, образующим кольцевой барьерный риф. Строение этого острова сходно с таковым Макатеа. Наиболее высокую отметку (350 м) имеет вершина горы Бугенвиль. Остров необитаем. Центральная его часть сложена вулканическими породами, предположительно андезитами.

В геотектоническом отношении острова Хорн лежат, по всей вероятности, к западу от «андезитовой», или «сиалической», линии и, таким образом, относятся к материковым островам, в то время как острова Уоллис, расположенные восточнее этой линии, являются океаническими.

Г. Т. Стирнс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

MacDonald, G. A., 1945. «Petrography of the Wallis Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 56, 861—872.

Stearns, H. T., 1945. «Geology of the Wallis Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 56, 849—860.

ФЕНИКС ОСТРОВА

Острова Феникс расположены в центральной части Тихого океана, на середине расстояния между архипелагами Фиджи и Гавайским. Владения Великобритании и США *. Эта группа, в состав которой входят восемь островов, резко отличается от большинства других тем, что характеризуется не линейной, а своеобразной кольцевой структурой, выраженной низким куполом, увенчанным вершинами подводных гор. Острова Феникс находятся между координатами 2—5° ю. ш. и 170—175° в. д. Приблизительно в 500 км к северо-западу на подобном куполе базируются два острова — Хауленд и Бейкер, которые рассматриваются вместе с группой Феникс.

Все десять островов сложены коралловыми известняками, но только о. Кантон является истинным атоллом: большинство островов только частично приподняты. Судя по их структурному положению и на основании изучения разрастания морского дна можно предположить, что основания островов этой группы имеют позднемеловой возраст.

Атолл Кантон представляет собой кольцевой U-образный остров длиной 32 км, внутри которого находится обширная круглая лагуна. Климат засушливый, пресная вода на атолле отсутствует. Остальные семь островов группы Феникс [Эндербери, Феникс, Берни, Сидни (Макра), Халл, Гарднер (Никумароро) и Мак-Кин] являются, в строгом смысле этого слова, небольшими приподнятыми атоллами, поднимающимися над уровнем моря на 10—15 м.

Острова Хауленд (0° 48′ с. ш., 176° 38′ з. д.) и Бейкер (0° 12′ с. ш., 176° 29′ з. д.) — это приподнятые атоллы (используемые в качестве посадочных площадок). В связи с отсутствием воды острова необитаемы. В прошлом здесь в незначительном количестве добывалось гуано.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Gregory, H. E., 1925. «Trip B-Baker and Howland Islands», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 21, 25—28.

Hutchinson, G. E., 1950. «The biogeochemistry of vertebrate excretion». Am. Mus. Nat. Hist. Bull., 96, 1—556.

Power, E. D., 1925. «Phosphatic deposits of the Pacific», Econ. Geol., 20, 266—281.

---

* В настоящее время это часть независимого государства Кирибати. — *Прим. пер.*

ОСТРОВА АТЛАНТИЧЕСКОГО, ИНДИЙСКОГО И ТИХОГО ОКЕАНОВ

БЕРМУДСКИЕ ОСТРОВА

Бермудский архипелаг — группа, включающая более 150 островов (и множество островков и рифов) общей площадью около 50 км² в Атлантическом океане; он расположен у 32° с. ш. и 65° з. д., в 900 км к востоку от Северной Америки; колония Великобритании. Рельеф низменный, изобилует пологими холмами высотой до 50 м; бóльшая же часть суши располагается на отметках не более 30 м над уровнем моря. Архипелаг приурочен к юго-восточной окраине подводного плато с площадью 650 км², так называемого Бермудского пьедестала — наиболее выдающегося и самого северного из трех вулканических плато, входящих в состав Бермудского поднятия * (рис. 1).

Климат субтропический, средняя температура самого холодного месяца +16,5° С (февраль), самого теплого (август) +26,7°. Температура воды в приповерхностном слое колеблется от 15,6° С (зима) до 29,4° С (лето). Среднегодовая норма осадков составляет 1470 мм. С широтой архипелага совпадает северная граница распространения рифообразующих кораллов в Атлантике.

Начиная с третичного периода Бермудский архипелаг представляет собой область известняковой аккумуляции — обособленную карбонатную провинцию внутри Северо-Американской котловины. Принесенные с пьедестала карбонатные отложения у подножия Бермудского плато по направлению к внешнему краю поднятия сменяются глинистыми осадками; последние окаймляются снесенными с материка отложениями, покрывающими абиссальные равнины Хаттерас, Сом и Нарес.

Бермудское плато в его надводной части представлено известняковыми островами, банками и коралловыми рифами, окружающими центральную мелководную лагуну (рис. 2), что наводит на мысль об атолловом происхождении архипелага. Однако Бермудские острова не являются истинными атоллами, поскольку большинство их банок и рифов сложено эродированными и затопленными эоловыми известняками, покрытыми тонкой коркой, образованной остатками морских организмов [Stanby D. J., Swift D. J. P., 1967].

Подводная гора, образующая бóльшую часть Бермудского островного цоколя, покрыта четвертичными известняками. Вулканические образования и доплейстоценовая история архипелага изучены очень слабо. Основные данные о стратиграфическом разрезе приведены в табл. 1. На основании изучения спрединга морского дна океаническая кора в этом районе датируется ранним мелом; по данным радиоуглеродных определений образцов керна скважин из кровли вулканогенной толщи Бермудского плато абсолютный возраст этих пород составляет 30—55 млн. лет. В результате сейсмических исследований МПВ [Officer C. B. e. a., 1952] установлен субгоризонтальный контакт известняков с базальтами на глубине около 75 м ниже уровня моря, хотя в скважинах он вскрыт и на меньших глубинах, до 37 м [Neumann W. S., 1959].

Геологическое строение Бермудских островов представляет не только региональный, но и теоретический интерес: во-первых, они являются классическим примером карбонатной седиментации и диагенеза (табл. 2); во-вторых, Бермудские острова — это тектонически относительно стабильный район, могущий служить своеобразным эталоном при восстановлении истории колебаний уровня океана в плейстоцене и голоцене [Wacher H. L., 1971]. Следует отметить, что на океанических островах, подобных Бермудским, обычно не сказывается изостатическое влияние водной массы.

Плейстоценовые отложения. Разрез плейстоценовых отложений Бермудских островов представляет собой циклическое переслаивание известняков и палеопочв. Известняки на 80% сложены эоловым материалом, образующим литифицированные поперечные дюны. Они представлены по большей части крупными, высокими (более 10 м), довольно крутосклонными (свыше 35°) грядами, характеризующимися обычно большей крутизной склонов на подветренной стороне. Фронтальные слои дюн перекрываются с наветренной стороны сложным комплексом косослоистых отложений, сформированных процессами эоловой дефляции и аккумуляции [Mackenzie F. T., 1964в]. Переслаивание эоловых и пляжевых отложений и наложение косослоистых пластов свидетельствуют о том, что: 1) каждая эолианитовая гряда представляет собой отдельный этап седиментации (параллельные гряды не являются результатом миграции дюн); 2) гряды формируются параллельно береговой линии и 3) песок приносился с пляжей береговыми ветрами [Bretz T. H., 1960; Mackenzie F. T., 1964а; Land L. S. e. a., 1967]. Зоны перехода пляж — дюны включают трансгрессивные, штилевые и регрессивные обстановки, указывающие на то, что материал здесь отлагался независимо от изменений уровня океана. Современная роза ветров (рис. 1) соответствует береговым ветрам, способным сформировать дюны по периметру Бермудских островов. Косая слоистость эолианитов свидетельствует о направлении ветров, не очень сильно изменявшемся в течение плейстоцена.

Наложенные калькаренитовые образования формируют выдержанные, наращивающиеся в мощности по направлению к морю тела, более древние из которых располагаются вблизи центра острова, а более молодые соответственно ближе к современной береговой линии. В калькаренитовых слоях наблюдаются систематические переходы от неуплотненных осадков метастабильного магнезиального кальцита и арагонита к плотно сцементированным породам преимущественно кальцитового состава. Соотношения стабильных изотопов [Gross M. G., 1964], а также лабораторное моделирование показали, что процессы диагенеза проходили в субаэральных условиях при просачивании пресных вод.

Карбонатный покров Бермудских островов разделяется пластами красноземных палеопочв, развитыми по всей площади острова, на ряд известняковых формаций. Почвы развивались на известняках в процессе пресноводного диагенеза [Land L. S. e. a., 1967], однако они не представляют собой реликты выветрелых известняков, поскольку: а) разница между поверхностью известняковых дюн и дневной поверхностью отвечает мощности перекрывающих почв и б) в почвах содержится значительное количество кварца, образование которого не могло быть связано ни с известняками, ни с погребенными вулканическими породами. Очевидно, что почвы образовались преимущественно за счет аккумуляции атмосферной пыли [Bricker O. P., MacVenzie F. E., 1970]; при этом минера-

---

* По В. Е. Хаину [1971 г.], Бермудское плато представляет собой геоморфологическое выражение внутриокеанического свода, одного из осложняющих рельеф Северо-Американской котловины или талассосинеклизы Атлантического океана — крупной абиссальной впадины, характеризующейся относительно ровным дном, выдержанной мощностью коры около 6—7 км, асейсмичностью и нормальным тепловым потоком. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 1

Особенности геологического строения Бермудского пьедестала

Основные геолого-геоморфологические элементы	Общая характеристика	Источник
Вершина вулканической горы	Субгоризонтальная эрозионная (?) поверхность на глубине около 76 м Предполагается наличие положительных форм рельефа под зал. Грейт-Саунд и бухтой Касл (—36 м)	C. B. Officer e. a., 1952 г. H. L. Vacher, 1971 г.
Доплейстоценовые отложения	Калькарениты (до глубины 75 м), подстилаемые выветрелыми вулканитами мощностью 60 м с прослоями, содержащими миоценовые фораминиферы; ниже отмечается 30-метровая пачка размытых вулканомиктовых осадков, книзу сменяющихся базальтами. *Разрез приведен* по данным бурения в краевой части вулканического конуса (в округе Саутхемптон)	L. V. Pirsson, 1914 г.
Вулканический конус *Литология*	Амигдалоидные микрокристаллические щелочные базальты	L. V. Pirsson, 1914 г.
Структура	Интерпретация двух изометричных в плане аномалий Буге, одна из которых пространственно совпадает с зал. Грейт-Саунд (амплитуда 55 мгал), а вторая — с бухтой Касл (амплитуда 25 мгал)	W. D. Stuart, 1970 г.
Возраст	Вулканиты верхней части разреза по данным К—Ar-метода имеют возраст 30—55 млн. лет	R. A. Gees, 1969 г.
Структурные особенности	Валообразная поверхность вулканического основания становится более ровной в направлении от подножия Бермудского пьедестала; возможно, это обусловлено нагрузкой вышележащих осадков	C. B. Officer e. a., 1952 г.

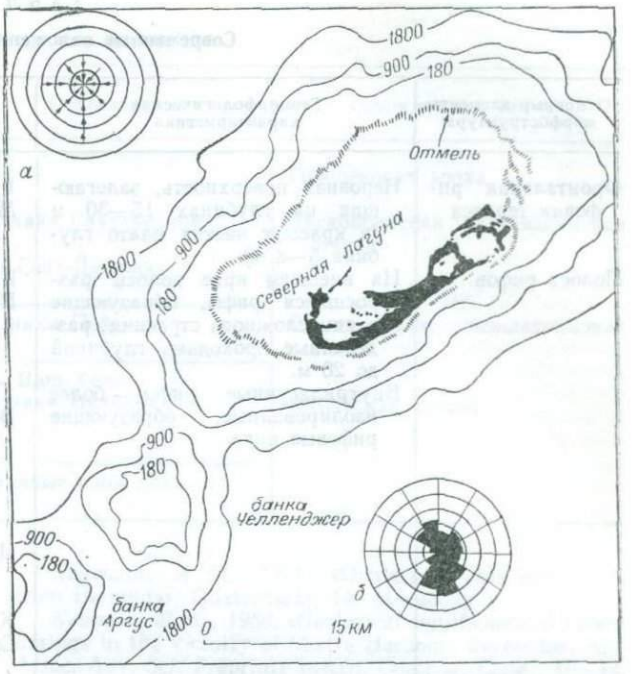


Рис. 1. Бермудские острова и примыкающие к ним банки. *а — б* — розы ветров: *а* — современных, *б* — палеоветров, последняя иллюстрирует распределение направлений падения склонов эолианитовых гряд, которые приблизительно совпадают с основными направлениями ветров в палеоценовую эпоху. Изобаты в метрах.

логический состав современной пыли Бермудских островов идентичен составу алевритовой и глинистой фракций почв. Более того, оказалось, что поступление атмосферной пыли в настоящее время на Бермудские острова достаточно для формирования имеющихся мощностей почв при условии сопоставимой концентрации пыли в плейстоценовой и современной атмосферах. Таким образом, бермудские красноземы аналогичны «фациям красноцветных глин», возникшим в зонах крайне медленной седиментации глубоководных участков морского дна.

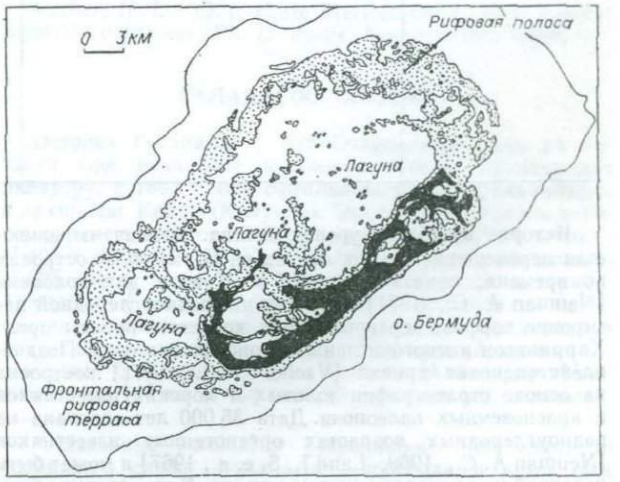


Рис. 2. Основные геоморфологические элементы Бермудского плато.

ТАБЛИЦА 2

Современные отложения Бермудского архипелага

Основные элементы морфоструктуры	Геоморфологическая характеристика	Отложения	Источник данных
Фронтальная рифовая терраса	Неровная поверхность, залегающая на глубинах 15—30 м (в краевых частях плато глубина 5—8 м)	Калькаренит Многочисленные коралловые головы (массивные колонии кораллов); калькаренит из рифовых отложений	S. B. Upchurch, 1971 г.
Полоса рифов	На внешнем крае полосы разросшиеся рифы, образующие гряды сложного строения, разделенные проходами глубиной до 20 м. Внутрилагунные рифы — более изолированные, образующие рифовые пики	Рифы Построенные из кораллового скелета и цемента кораллиновых водорослей и сложенные нарастающими корками из кораллиновых водорослей и обломками верметидовых гастропод. Важным элементом формирования обоих типов кораллов являются карбонатные осадки, частично заполняющие пустоты, а также входящие в состав цемента. Конседиментационный цемент на 15 мол. % состоит из обломков Mg-кальцита.	R. N. Ginsburg, J. H. Schroeder, 1969 г.
		Цементация более интенсивно развита в периферических частях рифовой полосы	R. N. Ginsburg, J. H. Schroeder, 1969 г.
		Калькаренит Смеси рифовых (коралловых, фораминиферовых, эолианитовых) и лагунных отложений (обломки халимед и двустворок)	S. B. Upchurch, 1971 г.
Лагуны	Заполняют ряд впадин, над поверхностью дна которых возвышаются пики внутрилагунных рифов и песчаные отмели. Глубина дна от 15 до 25 м	Калькаренит Входят в состав лагунных осадков	S. B. Upchurch, 1971 г.
Береговая линия	Северное побережье. Эрозионные берега с «карманными» бухтами и пляжами, чередующимися с клифами. Южное побережье. Аккумулятивные берега, обширные пляжи, береговые (неактивные) дюны высотой до 10 м	Калькаренит Пляжевые отложения; обломочный материал принесен с песчаных гряд и мысов. Отложения бухт, аналогичные лагунным осадкам. Пляжевые отложения; поступление материала в основном за счет вдольбереговых (водорослево-верметидовых) рифов	
Озеро Харрингтон-Саунд	Округлый замкнутый (за исключением узкого прохода) бассейн с диаметром 3 км и средней глубиной около 20 м	Кальцилютит Обломки кораллов (*Oculina*) и пелециpод в тонкозернистом цементе; развиты до глубины около 15 м. Тонкозернистая фракция: частицы арагонита алевритовой размерности за счет разрушения водорослей (например, *Penicillus*); слабодоломитистый кальцит; тонкозернистый материал алевритовой и пелитовой размерности, образовавшийся в результате биоэрозии (например, за счет разрушения губок *Cliona bampa*)	W. S. Neumann, 1965 г.

История колебаний уровня океана. Кривая, отражающая перемещение уровня океана на Бермудских островах во времени, показана в табл. 3. Кривая для голоцена [Neuman A. C., 1971] основана на радиоуглеродной датировке торфов, перекрывающих коренные породы прол. Харрингтон и многочисленных прибрежных озер. Позднеплейстоценовая кривая [Vacher H. L., 1971] построена на основе стратиграфии эоловых и морских известняков и красноземных палеопочв. Дата 35 000 лет основана на радиоуглеродных возрастах органогенных известняков [Neuman A. C., 1969; Land L. S. e. a., 1967] и может быть неточной из-за загрязнения материала. Более древние даты основаны на урановых определениях в арагонитовых кораллах [Land L. S. e. a., 1967; Richards H. G. e. a., 1969]. Уровни высоких стояний моря в плейстоцене получены на основе максимальных отметок залегания морских осадков.

Голоценовая кривая свидетельствует о том, что с 9200 по 4000 лет назад уровень океана поднимался быстро (3,4 м за 1000 лет), а затем более медленно (1 м в 1000 лет), т. е. от —4 м до современного положения за последние 4000 лет. Максимальный подъем уровня океана в голоцене оставался ниже современного его положения. Имеются доказательства некоторого понижения этого уровня в период времени от 9000 до 8500 лет назад.

ТАБЛИЦА 3

Временные колебания уровня океана

Абсолютный возраст, лет	Уровень высокого стояния океана, м	Отметки высоких стояний	Отложения	Геологический возраст
0				Голоценовая эпоха
9 000				
35 000	>—20 м, <0		Известняки Саутхемптон	Висконсинская межледниковая стадия
			Почвы Сент-Джордж	
	5	Сент-Катеринс		
120 000	15	Мыс Спенсер	Известняки Пейджет	Сангамонская межледниковая стадия
—130 000	5	Девоншир		
			Почвы Шор-Хилс	
	7	Бухта Конвикт	Известняки Белмонт	Ярмутская стадия
>300 000	2			
	28	Бухта Касл		
			Безымянные слои почв	

На основании пласта с *Chione*, залегающего в прол. Харрингтон на глубине 25 м [Neumann A. C., 1969], и наиболее молодых эолианитов бермудского стратиграфического разреза, отмечается подъем уровня океана около 35 тыс. лет назад. Хотя средневисконсинский возраст формации Саутхемптон не противоречит имеющимся данным, иные возрастные определения для этого подразделения также нельзя отвергать.

Ф. Т. Маккензи, Г. Л. Вачер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Breiz, J. H., 1960. «Bermuda: a partially drowned, late nature Pleistocene karst», Bull. Geol. Soc. Am., 71, 1729—1754.

Bricker, O. P., Mackenzie, F. T., 1970. «Limestones and red soils of Bermuda, discussion», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 2523—2524.

Gees, R. A., 1969. «The age of the Bermuda sea mount», Maritime Sediments, 5, 2—4.

Ginsburg, R. N., Schroeder, J. H., 1969a. «Introduction to the growth and diagenisis of Bermude reefs», manuscript prep. for the Bermnda Conf. on Carbonate Cements, Bermuda Biol. Station, 13 p.

Ginsburg R. N., Schroeder, J. H., 1969b. «Recent synsedimentary cementation in subtidal Bermuda reefs», in: O. B. Bricker, R. N. Ginsburg, L. S. Land, and F. T. Mackenzie, eds., Carbonate Cements (Spec. Publ. 3). Bermuda: Biological Station for Research, 31—34.

Gross, M. G., Jr., 1964. «Variations in the O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} rations of diagenetically altered limestones in the Bermuda Islands», J. Geol., 72, 170—194.

Land, L. S., Mackenzie, F. T., Gould, S. J., 1967. «The Pleistocene history of Bermuda», Bull. Geol. Soc. Am., 78, 993—1006.

Mackenzie, F. T., 1964a. «Bermuda Pleistocene eolianites and paleowinds», Sedimentology, 3, 52—64.

Mackenzie, E. T., 1964b. «Geometry of Bermuda calcareous dune cross-bedding», Science, 144, 1449—1450.

Neumann, A. C., 1965. «Processes of Recent carbonate sedimentation in Harrington Sound, Bermuda», Bull. Marine Sci., 15, 987—1035.

Neumann, A. C., 1969. «Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge, Cliona lampa», Limnol., Oceanog., 11, 92—108.

Neumann, A. C., 1971. «Quaternary sea-level data from Bermuda», Quaternaria, 14, 41—43.

Newman, W. S., 1959. «Geological significance of recent borings in the vicinity of Castre Harbour, Bermuda», Am. Assoc. Adv. Sci. Preprints Intern. Oceanog. Cong., 46—47.

Officer, C. B., Ewing, M., Wuenschel, P. C., 1952. «Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. 4. Bermuda, Bermuda Rise, and Nares Basin», Bull. Geol. Soc. Am., 63, 777—808.

Pirsson, L. V., 1914. «Geology of Bermuda Island: the igneous platform», Am. J. Sci., 38, 189—206, 331—334.

Richards, H. G., Abbott, R. T., Skymer, T., 1969. «The Marine Pleistocene mollusks of Bermuda», Acad. Nat. Sci. Philadelphia, Notulae Nuturae, 425, 1—10.

Stanley, D. J., Swift, D. J. P., 1967. «Bermuda's southern aeolianite reef tract», Science, 157, 677—681.

Stanley, D. J., Swift, D. J. P., 1968. «Bermuda's reef-front platform: bathymetry and significance», Marine Geology, 6, 479—500.

Stuart, W. D., 1970. «Bermuda gravity anomalies and pedestal evolution», Trans. Am. Geophys. Union, 51, 316.

Upchurch, S. B., 1971. «Sedimentation on the Bermuda Platform». Diss. Abstr. Intern., 31 (7), 4140B.

Vacher, H. L., 1971. «Late Pleistocene sea-level history: Bermuda evidence», Ph. D. thesis, Northwestern Univ.

ГАЛАПАГОС ОСТРОВА

Острова Галапагос *, или Очарованные, как их назвали еще испанские первооткрыватели, принадлежат Эквадору; с 1892 г. они официально были переименованы в архипелаг Колон (Колумба). Это группа островов в Тихом океане у экватора, между координатами 1° 24′ ю. ш.— 1° 40′ с. ш. и 89° 15′ 30″ — 92° 01′ з. д.; она расположена в 925 км к западу от Южноамериканского материка. Архипелаг Галапагос состоит из 15 островов и многочисленных мелких островков и скал. Все официальные испанские их названия дублируются английскими.

Самый большой остров — Исабела (Албемарл) протяженностью 145 км и шириной 80 км очень редко заселен.

* Название Галапагос (Черепашьи) происходит от испанского слова «галапаго» — черепаха и ведет свое происхождение от крупных сухопутных черепах, которыми некогда изобиловали острова. — *Прим. авт.*

На острове имеется пять вулканов, из которых наиболее северный Вулф (1707 м) — высшая точка архипелага. Вулканический конус о. Фернандина (Нарборо) воздымается почти до 1500 м, а на островах Сан-Сальвадор (Джемс) и Санта-Крус (Индефатигабл) вершины вулканов достигают 900 м. Прочие острова имеют абсолютные отметки ниже.

Остров Санта-Крус имеет более или менее овальные очертания и максимальный диаметр 42 км; здесь находится научно-исследовательская станция Чарлз Дарвин. Самый восточный остров архипелага Сан-Кристобаль (Чатем) имеет длину 48 и ширину 28 км.

Хотя архипелаг Галапагос расположен по обе стороны экватора, климат островов субтропический, с растительностью, характерной для сухих низин, представленной преимущественно колючими кустарниками и кактусами. Достоверных данных об атмосферных осадках и температуре имеется немного. Известно, что количество осадков на низменностях очень незначительное, хотя по ночам здесь обычны низкая облачность или туманы. Средняя температура воды у поверхности моря в бухте Кораблекрушений на о. Сан-Кристобаль за последний двухлетний период изменялась от +25° С в феврале до +18,5° С в августе. В некоторые годы теплое течение Эль-Ниньо смещается к югу; вместе с ним перемещается и зона тропических ливней. В эти сезоны на территории архипелага наблюдаются тяжелые тропические ливни. Даже в обычные годы на возвышенных участках островов Фернандина, Исабела, Санта-Крус, Сан-Кристобаль и Санта-Мария, на которых расположены высокие вулканы, отмечается значительное выпадение осадков; поэтому на этих островах развита густая растительность.

Благодаря высокой пористости вулканических пород бóльшая часть вод просачивается в грунт; поверхностный сток наблюдается лишь во время дождей. Очевидно, именно в связи с тем, что на поверхности задерживается очень мало влаги, процессы тропического выветривания здесь протекают медленнее обычного и почвенный слой, как правило, маломощен. По той же причине на островах почти нет источников и имеется лишь один предположительно постоянный небольшой водоток, впадающий в Пресноводную бухту на южном берегу о. Сан-Кристобаль. На более крупных островах во внутренних районах обнаружены источники солоноватой воды. Фактическое отсутствие питьевой воды послужило главным препятствием к заселению островов.

Тектоника. Острова Галапагос представляют собой вершины подводных гор, воздымающихся над Галапагосским плато, расположенным на западном окончании протяженного хр. Карнеги широтного простирания и приуроченного к восточной части Галапагосской зоны разломов. В свою очередь, хр. Карнеги отделен от материка глубоким Перуанским желобом. От Коста-Рики в юго-западном направлении к архипелагу Галапагос простирается подводный хр. Кокос, гребень которого погружен на глубину приблизительно 1800 м от уровня моря. Галапагосское плато прорезано глубокой подводной долиной, расширяющейся на северо-запад. По-видимому, эта долина связана с восточным окончанием Галапагосской подводной зоны разломов, а также с главным северо-западным направлением мегатрещин в регионе. К югу от этой долины плато находится на глубине, обычно не превышающей 180 м, но постепенно погружается на восток. К северу от разделяющей его долины глубина больше, что, очевидно, обусловлено глубиной южной оконечности хр. Кокос.

Острова Кулпеппер (Дарвин), Уэнмен (Вулф), Пинта (Абингдон), Марчена (Биндло) и Хеновеса (Тауэр) расположены к северу от этой долины. Вполне вероятно, что плато образовалось в результате слияния подводных оснований крупных вулканов. Южный и западный его края представляют собой крутые уступы высотой почти 2900 м, возвышающиеся над дном океана, расположенным на глубине 3200 м. Северные острова архипелага воздымаются столь же значительно (на 1800—2100 м) над океаническим ложем, как южные острова над плато, хотя надводная часть первых заметно ниже. К южным относятся главные острова архипелага. Остров Исабела образовался в результате слияния шести вулканов; остальные большие острова, за исключением Сан-Кристобаля, сформированы единичными крупными вулканами с сопровождающими их более мелкими вулканическими формами. Сан-Кристобаль, по-видимому, имеет два основных вулканических центра. Шесть из семи вулканов островов Исабела и Фернандина относятся к щитовому типу и имеют крупные вершинные кальдеры, окруженные небольшими бомбовыми и шлаковыми конусами, большинство которых расположено вдоль дугообразных расколов. На склонах крупных вулканов отмечаются группы подобных мелких конусов, расположенных вдоль радиальных трещин. На других островах бóльшая часть вулканов уже пережила зрелую стадию развития, так хорошо представленную на островах Исабела и Фернандина, и лишена вершинных кальдер и закономерно расположенных сопутствующих конусов. Вместо этого вдоль склонов беспорядочно рассеяны многочисленные шлаковые конусы.

Как и на других вулканических островах, эруптивный материал представлен большей частью базальтами, главным образом толеитовыми и щелочными, хотя местами наблюдается и значительно более разнообразный состав. А. Макбирни и Г. Уильямс писали, что галапагосская вулканогенная свита отличается от гавайской, часто рассматриваемой в качестве типичной для океанических пород, «тем, что главные продукты дифференциации имеют толеитовый состав и обычно более кремнисты» [McBirney A.R., Williams H., 1969]. Они полагали, что магма в этом регионе могла образоваться на меньших глубинах, чем магма, сформировавшая основание Гавайев. На склонах вулканов островов Исабела и Фернандина отмечаются обширные потоки темноокрашенных современных лав. На других островах также распространены значительные, хотя и менее мощные потоки слабо застывших лав. В результате этих извержений образовался грубоволнистый рельеф. Вдоль берегов и на небольших островах часто встречаются покровы палагонитовых туфов и подушечных базальтов.

Возраст островов. До осуществления в 1964 г. Международной программы научного исследования островов Галапагос морская фауна, за исключением встреченной в отложениях террас и приподнятых пляжей, почти не была известна. Существование окаменелостей связывали с локальным характером проявлений вулканизма, подобно наблюдавшимся в бух. Урвина на западном берегу о. Исабела. Здесь в начале 1954 г. произошло поднятие берега почти на 4,5 м, по всей вероятности вызванное подъемом магмы в близлежащем вулкане Альседо, за которым последовало извержение в том же году. Вследствие этого на приподнятом участке в изобилии встречаются раковины моллюсков и остатки других морских беспозвоночных.

Главной находкой экспедиции 1964 г. было обнаружение Дж. У Дархэмом и В. А. Зулло [Durham J. W., 1965] на северо-восточном побережье о. Санта-Крус нескольких пластов позднемиоценовых известняков с фауной общей протяженностью до 12 км, переслаивающихся с потоками вулканических пород. Они характеризуются пологим залеганием, однако мощности их, по-видимому, превышают 1000 м. Наиболее древние отложения здесь представлены красновато-коричневыми лапиллиевыми туфами мощностью не менее 600 м, содержащими глыбы лав и морских известняков с фауной самых разнообразных размеров. Лапиллиевые туфы перекрыты 3-метровым слоем фаунистически охарактеризованных морских известняков, на котором залегают подушечные базальты и палагонитовые

туфы подводного происхождения. Эти последние, в свою очередь, перекрываются маломощными потоками базальтовых лав и известняками. В известняках основания разреза обнаружены многочисленные органические ископаемые, характерные для мелководных фаций. Их предполагаемый позднемиоценовый возраст подтверждается наличием 600—700-метровой толщи пород, стратиграфически залегающей на этих известняках и под покровом лав, для которых А. Кокс и Дж. Далримпл [Cox A., Dalrymple G. B. 1966] по данным К—Ar-метода определили возраст 1,47 млн. лет.

Бóльшая часть площади о. Балтра представляет собой наклоненную к западу абразионную террасу. Подобная же поверхность протягивается севернее горы Колорадо на о. Санта-Крус, где вскрыт описанный выше разрез; вполне возможно, что она продолжается в северном направлении, до о. Балтра. Северо-восточные части островов Санта-Крус и Балтра были после этапа абрадирования приподняты и слегка наклонены к западу.

По палеомагнитным данным, полученным на островах архипелага, расположенных в северной и северо-восточной его части, Э. Хиррон и Дж. Хейрцлер, Herron E. M., Heirtzler J. R., 1967] сделали вывод о наличии к северу от архипелага Галапагос широтной зоны разрастания океанического дна. Аллан Кокс [Cox A., 1971] на основании хронологии инверсий геомагнитного поля предположил, что максимальный возраст островов составляет от 9 до 10 млн. лет. Это совпадает с позднемиоценовым возрастом, устанавливаемым по фаунистическим определениям. Согласно палеомагнитным данным А. Кокса и Г. Далримпла [Cox A., Dalrymple G. B., 1966], древнейшие породы архипелага расположены в его центральном районе, включающем острова Санта-Крус, Санта-Фе и Балтра.

Полевые наблюдения в северо-восточной части о. Санта-Крус и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что острова архипелага были образованы путем простого накопления лав на дне океана и что оно сопровождалось локальными поднятиями, погружениями, наклонениями и эрозией поверхности. Тем не менее материалы, которые могли бы подтвердить региональное воздымание или опускание архипелага в целом, отсутствуют. Этот вывод подтверждается характером подводного рельефа хребтов Кокос и Карнеги, а также очевидным отсутствием гайотов в рассматриваемом регионе.

Биоценозы островов. Наземные биоценозы островов не устойчивы. Это означает, что они не содержат представителей всех главных групп растений и животных, которые можно было бы ожидать на континентальных участках подобного размера.

Основные группы на каждом крупном острове представлены эндемичными таксонами, занимающими экологические ниши, которые на континентах могут быть заняты другими таксонами возможно и неродственными. Хорошие примеры эволюции такого типа встречаются среди гигантских сухопутных черепах *Geochelone*, сухопутных игуан *Conolophus*, уникальных морских игуан *Amblyrhyncus*, зябликов Дарвина Geospizidae и древовидных сложноцветных *Scalesia*, родственных садовому подсолнечнику.

Особенно интересно выпадение из биоценозов многих видов высших растений, включая голосеменные (флора, пересмотренная И. Уиггинсом и Д. Портером [Wiggins I. L., Porter D. M., 1971], составляет около 700 таксонов), а также всех хищных сухопутных млекопитающих; травоядных млекопитающих; грызунов, за исключением лесной крысы; многих птиц отряда воробьиных, кроме пересмешника, ласточки, мухоловки и зябликов Дарвина. Змеи представлены единственным родом *Dromicus*, а ящерицы (не игуаны) — родами *Tropidurus* и *Phyllodactylus;* амфибии не обнаружены. Если сравнить биоценозы островов Галапагос с биоценозами Центральной или Южной Америки, поражает полное отсутствие общности в видовом разнообразии.

При детальном изучении галапагосских наземных биоценозов обращает на себя внимание удивительное многообразие определенных групп. Полагают, что эти группы представлены либо ранними иммигрантами, либо другими типами, располагающими генетическим потенциалом для такой эволюции. Изменения, происшедшие в группах древовидных скалезий, игуан, сухопутных черепах и зябликов, очень существенны и предполагают очень давнее появление на островах первоначальных иммигрантов. Этому не противоречат последние выводы о позднемиоценовом возрасте древнейших окаменелостей, тогда как ранее предполагавшийся плиоценовый или плейстоценовый возраст потребовал бы значительно большей скорости эволюции.

Первым натуралистом, углубленно изучавшим острова Галапагос, был Чарлз Дарвин, проведший здесь пять недель в сентябре и октябре 1835 г. На основе этих наблюдений у него возникли идеи, приведшие в конце концов к созданию «Происхождения видов» [Darwin C. R., 1859]. Ч. Дарвин считал, что острова Галапагос никогда не были связаны с материком и всегда являлись океаническими. В последующие годы ряд исследователей высказал предположение, что черепахи и некоторые другие представители биоценоза не могли попасть на острова морским путем и что, следовательно, архипелаг должен был составлять часть некогда существовавшей суши, находившейся непосредственно к западу от Южной Америки, впоследствии погрузившейся.

Среди наиболее известных последователей этой гипотезы можно упомянуть Г. Баура [Baur G., 1891], Дж. Ван-Денбурга [Denburg J., van, 1913], У Биби [Beebe W., 1924]; сравнительно недавно подобную концепцию выдвинул Л. Круаза [Croizat L., 1958]. У. Биби полагал, что биологические особенности островов могут быть объяснены наземной связью с Центральноамериканским регионом. Он был убежден, что хр. Кокос, о котором в то время имелись весьма скудные данные, располагался некогда над уровнем моря и служил континентальным мостом между материком и архипелагом Галапагос, который до погружения региона представлял собой единый участок суши. Однако большинство исследователей, в том числе и Ч. Дарвин, считало, что острова Галапагос имеют океаническое происхождение, а их колонизация обусловлена случайным приносом представителей биоценозов по морю. Некоторые биогеографы высказывались в пользу заселения рассматриваемого архипелага обитателями через острова Кокос (вдоль подводного хр. Кокос), другие придерживались концепции случайного поступления иммигрантов из различных мест.

А. Макбирни и Г. Уиллиамс [McBirney A. R., Williams H., 1969] предположили, что транспортным средством для многих мигрантов могли служить массы плавучей пемзы, несомой океаническими течениями в западном направлении.

Современные данные как геологические, так и биологические подтверждают представление Ч. Дарвина о том, что острова Галапагос всегда были отделены как друг от друга, так и от материка Южная Америка, хотя эти же данные свидетельствуют о несколько большей древности островов, чем предполагал Ч. Дарвин. Геологическая история рассматриваемого архипелага весьма сходна с историей еще более изолированных Гавайских островов, если не считать того обстоятельства, что последние значительно древнее и существовали, возможно, уже в позднем мезозое. Своеобразие галапагосских биоценозов очень близко гавайским, хотя уровень их развития несколько ниже, возможно, именно вследствие более молодого возраста островов Галапагос.

Вулканы. Архипелаг Галапагос (рис. 1) представляет собой одну из крупнейших в мире групп активных океанических вулканов. Расположение и простирание островов, вулканических центров и вулкано-тектонических форм

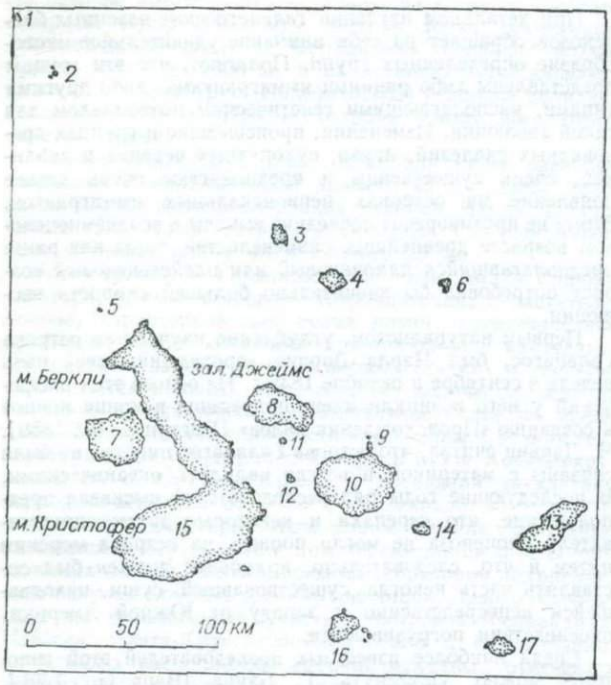


Рис. 1. Обзорная карта архипелага Галапагос.

1—17 — острова: 1 — Кулпеппер (Дарвин), 2 — Уэнмен (Вулф), 3 — Пинта (Абингдон), 4 — Марчена (Биндло), 5 — Редондо, 6 — Хеновеса (Тауэр), 7 — Фернандина (Нарборо), 8 — Сан-Сальвадор (Джеймс), 9 — Балтра, 10 — Санта-Крус (Индефатигабл), 11 — Рабида (Джарвис), 12 — Пинсон (Дункан), 13 — Сан-Кристобаль (Чатем), 14 — Санта-Фе (Баррингтон), 15 — Исабела (Албемарл), 16 — Санта-Мария (Чарлз), 17 — Эспаньола (Худ).

контролируется двумя отчетливыми системами трещин и разломов север-северо-западного и восток-северо-восточного простирания.

Современные вулканиты подразделяются на три основные геолого-петрографические группы: одна из них включает два крупных западных острова, другая — цепь островов, протягивающихся вдоль северо-восточной окраины архипелага, и третья — центральные и южные острова. Западные острова Фернандина (Нарборо) и Исабела (Албемарл) сложены флюидальными толеитовыми лавами, излившимися из вершинных жерл и побочных кратеров крупных крутосклонных щитообразных вулканов (рис. 2), Фернандина представляет собой единый крупный вулкан, Исабела состоит из пяти главных вулканов — Серро-Асул, Сьерра-Негро, Альседо, Дарвин, Вулф — и разбитого сбросами реликтового шестого вулкана на м. Беркли. Кальдеры и самые молодые жерла расположены вдоль кольцевых периферических разломов, приуроченных к вершинам; радиальные разрывы также часты, однако они не образуют крупных сбросов, как это отмечается на гавайских вулканах. Крутизна склонов обусловлена не вязкостью лав, которые были очень подвижными, а скорее всего необычно большим объемом пирокластического материала, образовавшегося на ранних стадиях роста вулкана, либо внедрением силлов.

На о. Фернандина (Нарборо) был зарегистрирован ряд вулканических извержений. В 1968 г. после кратковременного лавового излияния и последующего сильного взрыва произошло обрушение основания кальдеры. На о. Исабела (Албемарл) каждый из вулканов — Вулф, Альседо, Сьерра-Негро и Серро-Асул — извергался в историческое время не менее одного раза, а на о. Дарвин, по-видимому, совсем недавно произошло извержение, которое, однако, не было зарегистрировано. Альседо характеризуется интенсивной фумарольной деятельностью. Лавы западных островов архипелага представлены глиноземистыми толеитами и ферробазальтами, за исключением лав Беркли, обогащенных оливином и слабощелочных. Из вулкана Альседо извергались кремнеземистые геденбергит-трахитовые пемзы. Из двух небольших пирокластических конусов Бигл и Тагус, расположенных на западном побережье о. Исабела, изливались лавы с грубозернистыми мафическими включениями, преимущественно эвкритами.

Небольшие острова, приуроченные к северо-восточной окраине архипелага, имеют более сложную историю. Здесь отмечаются по меньшей мере два этапа вулканической активности; их продукты включают как толеитовые, так и бедные магнием щелочные базальты, обычно содержащие очень много фенокристаллов плагиоклаза. Острова Кулпеппер (Дарвин) и Уэнмен (Вулф) — небольшие эродированные вершины крупных вулканов, основания которых расположены на глубине более 1800 м. Они находятся на продолжении подводного сбросового уступа к западу от островов Марчена (Биндло) и Пинта (Абингдон). Последний состоит из двух различных частей. Более древняя, западная, является останцом крупного вулкана, западный участок которого представляет собой опущенный блок, расположенный под уровнем моря. Более молодой вулкан имеет высоту 765 м и достиг ее главным образом за счет извержений из вершинного жерла к тому времени, когда началось последнее излияние лав вдоль трещин север-северо-западного простирания, пересекающих склоны вулкана.

Следующий к юго-востоку о. Марчена (Биндло) представляет собой группу пирокластических конусов и ряд лавовых потоков, которые почти целиком погребли под собой вершинную кальдеру и склоны более древнего щитового вулкана. Лавы близки по составу к офировым щелочно-оливиновым базальтам о. Пинта (Абингдон). Остров Хеновеса (Тауэр) — это низкий конус с двумя кратерами, одним у вершины и другим на южном склоне. Остров Сан-Кристобаль (Чатем) состоит из двух совер-

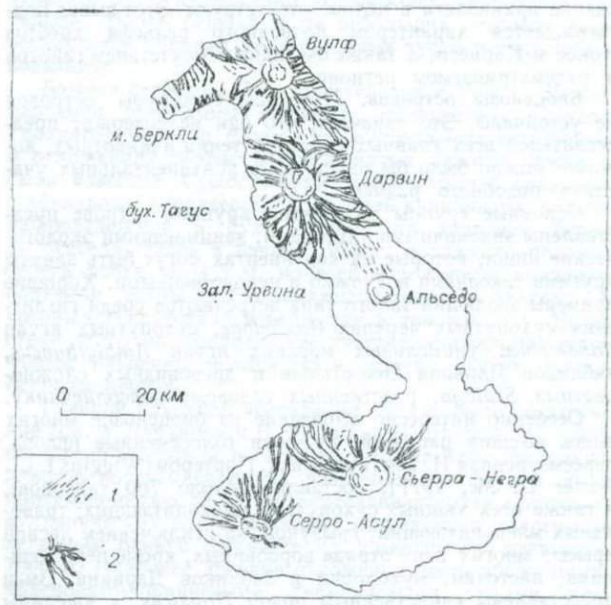


Рис. 2. Схематическая карта основных вулканов и лавовых потоков о. Исабела (Албемарл) [Banfield A. F. e. a., 1956].

1 — тектонические трещины, фиксируемые, как правило, цепочками вулканических конусов; 2 — края кратеров и лавовые потоки.

шенно различных частей. Более древняя, западная, представляет собой единый крупный вулкан, воздымающийся до высоты более 700 м, с несколькими паразитическими конусами на склонах. Восточная часть имеет высоту менее 150 м и образована группой небольших конусов и связанных с ними лавовых потоков. На границе этих двух частей, возможно, имеется скрытый разлом, простирающийся на продолжении крупного подводного уступа к западу от островов Исабела и Марчена.

Центральные острова архипелага по своему строению наиболее разнообразны. Они характеризуются довольно сложной историей геологического развития и содержат многие типы горных пород, включая значительно дифференцированные лавы и ксеногенные блоки плутонических пород. Остров Сан-Сальвадор (Джеймс) состоит из крупного вулкана, занимающего бо́льшую часть северо-западной территории острова, и множества более молодых, меньших по размерам конусов, сосредоточенных главным образом вдоль трещин северо-западного простирания; из этих конусов в голоцене изливались потоки базальтовых лав. В течение прошлого столетия на острове были зарегистрированы многочисленные извержения. Небольшой островок Рабида (Джарвис), расположенный в нескольких километрах южнее, образован насаженными друг на друга куполами и конусами дифференцированных лав и пирокластических пород. В составе лав имеются ферробазальты, исландиты и кремнеземистые трахиты, а среди аллотигенных участков шлакового конуса на северном берегу отмечается ряд блоков плутонических пород, ориентированных грубо параллельно потокам лав самого различного состава. Остров Пинсон (Дункан), расположенный также в центральной группе, сложен аналогичными лавами, но характеризуется более длительной историей вулканической деятельности. Здесь имеется небольшая кальдера и широкий неглубокий кратер вблизи от вершины. Остров Санта-Крус (Индефатигабл) — щитообразный базальтовый вулкан с многочисленными паразитическими конусами. Не ясно, существовала ли здесь когда-либо вершинная кальдера. Лавы состоят преимущественно из щелочно-оливиновых базальтов, главным образом типа пахоехое.

Остров Санта-Мария (Чарлз) резко отличается от других островов архипелага. Это широкий «щит» с многочисленными шлаковыми и лавовыми конусами, беспорядочно рассеянными на его склонах. В прошлом столетии здесь были зарегистрированы извержения лав; все опробованные до сих пор породы нормально поляризованы. Породы представлены богатыми оливином щелочными базальтами, в некоторых местах с обильными ультрамафическими включениями. По своему химическому составу породы галапагосских вулканов сходны с продуктами других вулканов, приуроченных к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Породы толеитовой серии содержат меньше магния, чем на Гавайях; этой серии свойственна также отчетливая дифференциация как эффузивных, так и интрузивных пород, сильно обогащенных железом, с общей нормальной щелочностью и избытком кремнезема. Щелочные базальты здесь встречаются реже и дифференциация в них проявлена слабо.

Дж. У. Дархэм, А. Р. Макбирни

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Banfield, A. F., Behre, C. H., Jr., St. Clair, D., 1956. «Geology of Isabela (Albemarle) Island», Bull. Geol. Soc. Am., 67, 215—234.

Baur, G., 1891. «On the origin of the Galapagos Islands», Am. Naturalist, 25, 217—229, 307—326.

Beebe, W., 1924. Galapagos: World's End. New York: Putnam, 443 p.

Cox, A., 1971. «Paleomagnetism of San Cristobal Island, Galapagos», Earth Planet. Sci. Lett., 11, 152—160.

Cox, A., Dalrymple, G. B., 1966. «Palaeomagnetism and potassium-argon ages of the Galapagos Islands», Nature, 209 (5025), 776—777.

Croizat, L., 1958. Panbiogeography. Vol. 1. The New World. Caracas, by author, 1018 p.

Darwin C. R., 1859. On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favored Races in the Struggle for Life. London, 502 p.

Denburg, J. van, 1913. «The gigantic tortoises of the Galapagos Archipelago. Expedition of the California Academy of Sciences to the Galapagos Islands, 1905—1906», Proc. Calif. Acad. Sci., Ser. 4, 2, 203—374.

Dorst, J., 1970. «The Charles Darwin Foundation for the Galapagos Islands», Nature Res., 6 (3), 11—14.

Durham, J. W., 1965. «Geology of the Galapagos», Pacific Discovery, 18, 3—6.

Herron, E. M., Heirtzler, J. R., 1967. «Sea-floor spreading near Galapagos», Science, 6 (158), 775—780.

McBirney, A. R., Williams, H., 1969. «Geology and petrology of the Galapagos Islands», Geol. Soc. Am. Mem., 118, 197 p.

Nordlie, B. E., 1973. «Morphology and structure of the western Galapagos Volcanoes and a model for their origin», Bull. Geol. Soc. Am., 84 (7), 2931—2956.

Richards, A., 1962. «Active volcanoes of the Archipelago de Colon (Galapagos)», Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Naples: Intern. Assoc. Volcanol., pt. 14, 1—33.

Swanson, F. J., et al., 1974. «Geology of Santiago, Rábida, and Pinzón Islands, Galápagos», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1803—1810.

Wiggins, I. L., Porter, D. M., eds., 1971. Flora of the Galapagos Islands. Stanford, Calif.: Stanford. Univ. Press, 998 p.

КЛИППЕРТОН

Остров Клиппертон (владение Франции) расположен в восточной экваториальной части Тихого океана, в 1100 км от мексиканского побережья Северной Америки; координаты этого небольшого изолированного островка — 10° 19′ с. ш. и 109° 13′ з. д. Остров Клиппертон является атоллом, обрамленным кольцевым рифом, с лагуной размером 2×4 км и песчаными отмелями. Площадь собственно острова составляет всего 1,6 км²; в его пределах расположен небольшой остроконечный вулканический холм высотой до 29 м. Испанское название острова — Исла-де-лос-Меданос («остров Песчаных Отмелей»).

Геологическое строение и история развития острова описаны в работах У. Уортона [Wharton W. J., 1898], Дж. Тила [Teal J. J., 1898], А. Обермюллера [Obermüller A. G., 1959] и М. Саше [Sachet M. H., 1960, 1962]. Основание атолла представляет собой подводную гору, поднимающуюся с океанического дна в зоне разломов Клиппертон к западу от места ее пересечения с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Остров Клиппертон является лишь небольшой частью цепи подводных гор Клиппертон, выступающей над уровнем моря. По данным изучения спрединга океаническая кора в этом районе имеет миоценовый возраст.

Вулканогенные породы на острове представлены сильновыветрелыми щелочными трахитами, частично фосфатизированными с поверхности и ассоциирующими с отложениями гуано. Вулканический цоколь (останец некка) предположительно третичного возраста увенчивается атоллом с довольно глубокой (до 100 м) лагуной. Отмечается также приподнятая терраса, сложенная рифовым известняком.

По-видимому, лагуна оказалась замкнутой сплошным кольцом рифов сравнительно недавно, что обусловило значительные колебания ее солености, а также pH (7—10); это несомненно способствует слабой доломитизации известняков.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Obermuller, A. G., 1959. «Contribution à l'étude géologique et minérale de l'île de Clipperton», in: Recherches géologiques et minérales en Polynésie française. Paris: Inspection Générale des Mines et de la Géologie, 45—60.

Sachet, M. H., 1960. «Histoire de l'île Clipperton», Cahiers Pacifique (Paris), 2, 1—22.

Sachet, M. H., 1962. «Monographie physique et biologique del 'île Clipperton», Ann. Inst. Océanogr., 40 (1), 89—97.

Sclater, J. G., Anderson, R. N., Bell, M. L., 1971. «Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific», J. Geophys. Res., 76 (32), 7888—7915.

Teal, J. J. H., 1898. «Phosphatized trachyte from Clipperton Island», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 54, 230—232.

Wharton, W. J., 1898. «Note on Clipperton Atoll (northern Pacific)», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 54, 228—229

КОКОСОВЫЕ (КИЛИНГ) ОСТРОВА

Островная группа представлена двумя атоллами (включающими 37 коралловых островков) и расположена в северо-восточной части Индийского океана, в 2775 км от западного побережья Австралии.

Южный более крупный атолл носит название Кокос или Саут-Килинг, а северный атолл — Норт-Килинг. Наиболее крупные островки, входящие в состав этих атоллов: Уэст, Хоум, Дирекшен, Саут и Хорсбург; общая площадь островной суши составляет 13 км². Количество выпадающих на островах осадков умеренное, климат благоприятный.

На островах не обнажаются вулканогенные породы, однако основанием атоллов, несомненно, являются подводные вулканические горы. По данным изучения зон спрединга океаническая кора в этом районе имеет меловой возраст. Классические атоллы Кокосовых островов привлекали внимание многих ученых — Ч. Дарвина [Darwin C., 1842], Г. Гуппи [Guppy H. B., 1889], Ф. Вуд-Джонса [Wood-Jones F., 1910], У. Дэвиса [Davis W., 1928].

Кроме описанных здесь существует еще один остров с названием Кокос (Исла-дель-Коко), принадлежащий Коста-Рике и расположенный в Тихом океане (в 960 км к юго-западу от Панамы) и в 805 км к северу от архипелага Галапагос. Он венчает подводный хр. Кокос, связывающий острова Галапагос с Центральной Америкой.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Darwin, C., 1842. The Structure and Distribution of Coral Reefs. 3rd ed. New York: Appleton, 1889, 344 p.

Davis, W. M., 1928. «The coral reef problem», Am. Geogr. Soc., Spec. Publ. 9, 596 p.

Guppy, H. B., 1889. «The Cocos—Keeling Islands», Scottish Geogr. Mag., 5, 281—279, 457—474, 569—588.

Wood-Jones, F., 1910. Corals and Atolls. London: Lovell Reeve, 392 p.

РЕВИЛЬЯ-ХИХЕДО ОСТРОВА

Вулканические острова Ревилья-Хихедо, принадлежащие Мексике, расположены в пределах Северо-Восточной котловины Тихого океана, в 400 км к югу от м. Сан-Лукас (п-ов Калифорния), у 19° с. ш. и 111—115° з. д. Имеется один активный вулкан *.

Рассматриваемая островная группа ориентирована в общем субширотном направлении и приурочена к глубоководной зоне разлома Кларион, протягивающейся западнее Срединно-Тихоокеанского хребта. По данным изучения зон спрединга океаническая кора в этом районе имеет миоценовый возраст.

Наиболее западное положение в группе Ревилья-Хихедо занимает о. Кларьон, в центральной ее части расположен о. Партида, а в восточной — острова Сан-Бенедикто и Сокорро. Острова часто посещались, но тем не менее остались слабо изученными. Все имеющиеся о них данные приводятся в списке литературы к данной статье.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Emery, K. O., 1948. «Submarine geology of Ranger Bank, Mexico», Bull. Geol. Soc. Am., 59, 790—805.

Mooser, F., Maldonado-Koerdall, M., 1961. Pene-contemporaneous tectonics along the median Pacific Ocean coast», Geofisica Intern., 1 (3).

Richards, A. F., 1958. «Transpacific distribution of floating pumice from Isla San Benedicto, Mexico», Deep-Sea Res., 5, 29—35.

Richards, A. F., 1960. «Rates of marine erosion of tephra and lava at Isla San Benedicto, Mexico», Proc. 21st Intern. Geol. Congr., Copenhagen, pt. 10, 59—64.

РОЖДЕСТВА ОСТРОВ

Остров Рождества (площадь 143 км²) находится в Индийском океане у 10° 25′ ю. ш. и 105° 43′ в. д.; он расположен в 410 км к юго-западу от о. Ява (Индонезия) и в 2620 км к северо-западу от г. Перта (Австралия). Владение Австралии.

Климат муссонный. Остров характеризуется низким холмистым рельефом; поверхность его большей частью покрыта мощным почвенным слоем. Произрастают влажные тропические леса, типичные для Малайского архипелага. Внутреннюю часть острова занимает плато, достигающее высоты 357 м (холм Мэррей). Побережья и береговые уступы крупные и обрывистые.

Еще один о. Рождества расположен в Тихом океане и входит в состав архипелага Лайн; он является крупнейшим атоллом Тихого океана (см. «Лайн острова»).

На рассматриваемом острове имеются крупные промышленные месторождения фосфоритов, которые разрабатываются с 1900 г. В том же году была издана монография. К. Эндрюса, посвященная геологическому строению острова [Andrews C. W., 1900]. Его наблюдения были во многом дополнены новыми исследованиями Н. Трумена [Trueman N. A., 1965] и Дж. Бэрри [Barrie J., 1967].

Наиболее полный разрез пород этого океанического острова обнажается на берегу небольшой бух. Флайинг-Фиш (Летающей Рыбы). Самые древние породы объединяются в серию Нижних вулканитов К. Эндрюса, включающую андезиты и трахибазальты. Эти образования,

---

* В районе островов Ревилья-Хихедо и далее к востоку (до Центральноамериканского желоба) в зоне разлома Кларион отмечается значительное количество вулканов (до 25); при этом четыре вулкана относятся к островам Ревилья-Хихедо, один из которых — Сан-Бенедикто — является активным [Удинцев Г. Б., 1972 г.] — *Прим. пер.*

слагающие, по-видимому, основание о. Рождества, перекрываются 20—45-метровой пачкой Желтых известняков эоценового возраста [Nuttal W. Z., 1926]. На ней залегает толща Верхних вулканитов мощностью около 58 м; она слагается главным образом палагонитовыми туфами и потоками подводных базальтовых лав, в том числе лимбургитов. Эти вулканиты перекрываются в свою очередь миоценовыми орбитоидными известняками мощностью 52 м. Разрез венчается рифовыми известняками плиоцен-плейстоценового возраста, первоначально сформировавшими атолл. Впоследствии они были подняты и террассированы в краевой части.

Вулканизм на о. Рождества завершился внедрением базальтовых даек в толщу рифообразующих известняков и излиянием сферолоидных лав (ныне фосфатизированных), отмеченным в районе холма Мэррей. В настоящее время остров имеет форму трехлучевой звезды, хотя с учетом прибрежного мелководья очертания его должны быть округлыми.

Общий характер геологического строения острова, как и некоторые его структурные особенности, определяется радиальным разрастанием вулканического основания [Fairbridge R. W., 1950]. Возможно, что этот процесс связан с этапом туфоизвержения. Локальные тектонические подвижки приурочены к границам формации молодых рифовых известняков. Современные рифы развиты слабо из-за значительной крутизны береговых уступов.

Вулканический конус (служащий основанием острова), подножие которого расположено на глубине 4500 м, представляет собой изолированную морфоструктуру, не имеющую непосредственной связи с известными океаническими хребтами или простираниями подводных гор. Активная зона разломов общего меридионального направления явилась, по всей вероятности, каналом для поступающей к поверхности магмы. Океаническая кора в этом районе датируется меловым возрастом.

Залежи фосфоритов расположены в пределах внутреннего плато, а также на участках абразионных террас. Верхние слои их сложены крандаллитом и миллиситом (алюмофосфаты), нижние — апатитами, приуроченными к карровым полям. Полагают, что происхождение фосфоритов связано с отложениями гуано на рифовых известняках. Последующее поднятие и субаэральное выветривание привели к образованию в верхнем карбонатном слое фосфатов кальция.

П. Дж. Баррет

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Andrews, C. W., 1900. A Monograph of Christmas Island (Indian Ocean). London: British Mus. Nat. Hist., 337 p.

Barrie, J., 1967. The Geology of Christmas Island. Canberra: Australian Bur. Min. Res. Geol. Geophys., Record, 1967/37.

Fairbridge, R. W., 1950. «Landslide patterns on oceanic volcanoes and atolls», Geogr. J., 115, 84—88.

Nuttal, W. L. F., 1926. «A revision of the orbitoides of Christmas Island (Indian Ocean)», Q. J. Geol. Soc. Lond., 82, 22—43.

Trueman, N. A., 1965. «The phosphate, volcanic and carbonate rocks of Christmas Island (Indian Ocean)», J. Geol, Soc. Austral., 12 (2), 261—283.

САН-АМБРОСИО И САН-ФЕЛИКС ОСТРОВА

Расположены в южной части Тихого океана, приблизительно в 960 км от западного побережья Чили; владения этой страны. Координаты островов 26° 21′ ю. ш., 79° 54′ з. д. (Сан-Амбросио) и 26° 17′ ю. ш., 80° 07′ з. д. (Сан-Феликс). Оба острова небольшие по размерам, почти лишены растительности и необитаемы. Они были открыты испанским мореплавателем Хуаном Фернандесом в 1574 г. Остров Сан-Амбросио имеет 3 км в диаметре и высоту над уровнем моря до 480 м, о. Сан-Феликс — 2 км в поперечнике и высоту около 180 м.

Эта островная группа приурочена к пересечению двух крупнейших океанических структур — хр. Хуан-Фернандес и зоны разлома о. Пасхи. Океаническое ложе в этом районе представлено участком плиты Наска; возраст вулканического основания не древнее эоцена [Herron E., 1972]. Подводные вулканические горы, поднимающиеся своими вершинами над уровнем воды в виде островов Сан-Феликс и Сан-Амбросио, образуют сдвоенное подножие шириной 3—6 км; вершины частично срезаны на глубине 140 м. Берега островов скалистые и не сопровождаются коралловыми рифами или террасами. Активные вулканы отсутствуют.

Геологическое строение островов изучалось Б. Уиллисом, наблюдения были обобщены им в соавторстве с Г. Вашингтоном [Willis B., Washington H. S., 1924]. Вулканиты третичного или раннечетвертичного возраста, слагающие о. Сан-Амбросио, представлены базанитами, переслаивающимися с небольшим количеством нефелинсодержащих базальтов. Вулканические породы о. Сан-Феликс, по-видимому, несколько более молодые и характеризуются присутствием нераскристаллизованных обломков базанитового стекла (в значительной степени гидратизированных), а также включений фонолитовых трахитов и обсидиана.

Острова Сан-Амбросио и Сан-Феликс известны также под общим названием Ислас-до-лос-Десвентурадос («острова Несчастья»).

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Herron, E., 1972. «Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1671—1692.

Willis, B., Washington, H. S., 1924. «San Felix and San Ambrosio, their geology and petrology» Bull. Geol. Soc. Am., 35, 365—384.

ФЕРНАНДУ-ДИ-НОРОНЬЯ, РОКАС, ТРИНДАДИ, МАРТИН-ВАС, САН-ПЕДРО И САН-ПАУЛУ ОСТРОВА

Пять перечисленных выше океанических островов расположены в Атлантическом океане, к северо- и юго-востоку от м. Сан-Роки на северо-восточном побережье Бразилии. Все острова, являющиеся владениями этого государства, были детально описаны Р. Митчелом-Томе [Mitchell-Thomé R. C., 1970].

Остров Фернанду-ди-Норонья. Он входит в состав небольшой островной группы того же названия. Координаты острова 3° 50′ ю. ш. и 32° 25′ з. д., площадь 18,4 км².

Наиболее древние из слагающих его пород — фонолиты, трахиты и ультраосновные вулканиты, некогда считавшиеся позднемеловыми, но по данным радиоуглеродных определений, датируемые ныне миоценовым возрастом (8—11 млн. лет).

Они были сильновыветрелыми и эродированными, после чего в результате, по-видимому, трех взрывных извержений последовало формирование пирокластических толщ, сопровождавшееся образованием нефелинитовых интрузий, а затем в интервале 1,7—3,2 млн. лет назад — анкаратритов (оливиновых нефелинитов).

Остров изучали Дж. Браннер [Branner J. C., 1889], Ф. Алмейда [Almeida F. F., 1955] и ряд других исследователей. По описанию Дж. Браннера, гора Фернанду-ди-Норонья — «наиболее яркая форма рельефа во всей Южной

Атлантике, с выделяющейся вертикальной вершиной; высота ее достигает 305 м ...» Она по внешнему виду очень напоминает «иглу» Мон-Пеле вскоре после ее образования, однако, по данным Ф. Алмейды, это не более чем совпадение, и форма пика в данном случае обусловлена характером эрозии, развивавшейся вдоль определенной системы трещин.

Район рассматриваемого острова представляется тектонически относительно стабильным. Дж. Браннер описал песчаные образования, которые он считал четвертичными пляжами, приподнятыми на высоту 60—70 м. Однако Ф. Алмейда полагает, что по крайней мере некоторые из них являются искусственными ввиду находок здесь в ряде мест португальской керамики. Наиболее протяженная ровная поверхность острова переходит в абразионную террасу шириной 2—5 км, на которой в настоящее время расположен аэродром. Эта так называемая Центральная равнина, по мнению Ф. Алмейды, представляет собой эрозионную поверхность (педимент), образовавшуюся под воздействием субаэральных процессов, связанных с развитием горных склонов в условиях полуаридного климата или во всяком случае при меньшем количестве осадков, чем в настоящее время.

Такие эрозионные поверхности, получившие название «месеты», расположены в разных местах архипелага на различных отметках (равнина Квиксаба — 20—40 м, возвышенность «Докс-Абрасос» — 171 м, возвышенность Флореста — 140 м, гора Санто-Антонио — 105 м, гора Куррал в восточной части острова — 105 м). Их образование частично связано с селективной эрозией в субгоризонтальных пластах лавовых потоков (нефелиновых базальтов или анкаратритов).

Дж. Браннер [Branner J. C., 1890a] описал плейстоценовые эоловые отложения, которые называются здесь песчаниками Каракас и имеют мощность вблизи Каракаса и Аталайи до 20 м. На поверхностях, образованных этими песчаниками, отмечаются следы нескольких эвстатических опусканий. Имеются также подвижные известняковые дюны, крупные литотамниевые (водорослевые) и более мелкие верметидовые рифы.

Четвертичные приподнятые пляжи, по данным Ф. Алмейды, залегают не выше, чем некоторые морские нижнечетвертичные отложения (9—11 м). Они представлены конгломератами, песчаниками и гравелитами и встречаются на полуостровах Сант-Антонио и Понтина, в бух. Аталая и между пляжами Качорро и Консеиканьо. Пляжи полуостровных побережий (Сант-Антонио, Понтина) перекрывают анкаратритовые потоки; остальные залегают на туфах и вулканических брекчиях.

На о. Рата имеются фосфориты, перекрывающие песчаники Каракас и образовавшиеся за счет четвертичного гуано многочисленных островных морских птиц.

Острова Фернаду-ди-Норонья и Рокас входят в состав крупного широтного линеамента, выраженного подводными горами, гайотами и выступами фундамента. Этот линеамент, представляющий собой ряд погребенных магматических тел, протягивается на континентальный шельф бразильского штата Сеара. На простирании этого линеамента, у г. Форталеза, обнаружены фонолиты Месежано (с возрастом 30 млн. лет). Недавние океанографические исследования позволили идентифицировать этот линеамент с крупной зоной нарушений, расположенной к югу от зоны разломов Чейн. Она была названа зоной Фернанду-ди-Норонья [Gorini e. a., 1974].

Рокас. Этот остров (полное название — Атолл-дас-Рокас) именуют также Баиксу-дас-Кабрас, что связано с многочисленными кораблекрушениями, происходившими когда-то у его берегов. Он расположен в 160 км в западу от о. Фернанду-ди-Норонья и в 200 км к северу от м. Сан-Роки (Бразилия); координаты 3° 52′ ю. ш. и 33° 49′ з. д. Его считают атоллом — единственным в открытой Атлантике, однако это не истинный атолл. Фактически этот остров представляет собой кольцеобразную банку, сложенную водорослевыми карбонатными породами, 3,5 км в поперечнике, с мелководной лагуной, увенчанную известняковыми эолианитами [Ottmann F., 1962]. По своему строению Рокас аналогичен Бермудским банкам, хотя отличается значительно меньшими размерами.

Триндади. Остров расположен в 1140 км к востоку от побережья Бразилии и в 48 км западнее о. Мартин-Вас. Координаты о. Триндади 20° 30′ ю. ш. и 29° 20′ з. д., протяженность его 4,8 км, абсолютные отметки достигают 600 м. Р. Митчел-Томе [Mitchell-Thomé R. C., 1970] составил превосходную геологическую карту острова на основе съемки масштаба 1 : 10 000, выполненной Ф. Алмейдой [Almeida F. F., 1961]. На острове имеется молодой потухший вулкан с природным горизонтальным тоннелем длиной 130 м, пересекающим юго-восточную часть острова на уровне моря. Интенсивно расчлененный рельеф нарушается живописными куполами и некками.

Геологическое строение острова оставалось почти неизученным до 1961 г., когда Ф. Алмейда осуществил здесь упоминавшуюся выше съемку в масштабе 1 : 10 000. По данным этого исследователя, наиболее древние толщи острова, объединенные в комплекс Триндади, сложены преимущественно пирокластическими образованиями и брекчиями фонолитов и таннбушитов (меланократовых нефелиновых базальтов); присутствуют также игнимбритовые потоки. Установлены 16 фонолитовых куполов и некков, крупнейший из которых имеет 450 м в диаметре, и многочисленные ультрамафические дайки. Более древний комплекс перекрывается серией Десежаду фонолитовых и нефелинитовых потоков и пирокластических образований мощностью до 400 м. Выше по разрезу залегает предположительно среднеплейстоценовая формация Морру-Вельмерью, являющаяся продуктом эксплозивной вулканической фазы и сложенная лапиллиевыми туфами и брекчиями анкаратритов мощностью до 230 м. Локально распространена также молодая формация Валаду; она образовалась в результате деятельности одного жерла, с которым связаны потоки таннбушитов и пирокластические образования. Наконец, самые молодые, возможно позднеплейстоценовые, лавы ассоциируют с активностью вулкана Пареданью, продуцировавшего анкаратритовые лавы, туфы и брекчии.

На острове установлено наличие хорошо развитых морских террас и приподнятых пляжей на высоте около +3 м, обусловленных, по данным Ф. Алмейды, среднеголоценовым эвстатическим поднятием уровня моря. Имеется хорошо развитая островная платформа на глубине 110 м с подводными террасами на отметках —47, —59 и —77 м.

Ф. Алмейда полагает, что вулканическая деятельность началась в третичный период; согласно радиологическим определениям возраст наиболее древнего комплекса составляет 2,5—3,5 млн. лет, т. е. соответствует плиоцену [Mitchell-Thomé R. C., 1970].

Под действием волн в пирокластических образованиях вулкана Пареданью возник знаменитый природный тоннель, следующий простиранию вертикальной трещиноватости. С этой системой трещин связано образование почти отвесного утеса, основание которого расположено на островной платформе. Волновая деятельность привела к возникновению абразионных форм, по-видимому, в период стояния уровня океана на высоте 2—3 м. В стенке тоннеля наблюдается отчетливо стратифицированный разрез пирокластических пород с вулканическими бомбами разных форм, лапиллями, прослоями пепла и вулканическими глыбами. Эти образования очень легко разрушаются, и поэтому пляжи непосредственно к северу от вулкана Пареданью сложены главным образом вулканомиктовыми песками.

В некоторых местах, например на пляже Андрадас вблизи Морру-дас-Тартаругас, встречены известняковые песчаники (калькарениты), состоящие преимущественно

из обломков водорослей и очень неустойчивых магматических минералов, таких как санидин. Обломочные компоненты этих песчаников идентичны пескам современных пляжей и недавно сформированным калькаренитам рифовой зоны. Они образуют плоские террасы, ограниченные по площади и залегающие на 2—3 м выше уровня моря.

На пляже Тартаругас развиты барханные карбонатные пески. Под действием северо-восточных пассатов пески частично перемещаются вверх по склону северо-восточнее Лурдеша и Морру-дас-Тартаругас.

На обширных пространствах, особенно поблизости от вулканов, разбросаны многочисленные глыбы из трещиноватых фонолитовых куполов и некков. Некоторые из этих глыб скатились далеко вниз по склонам, что предполагает некогда более активные процессы плейстоценовой седиментации, высокая активность которых частично связана с землетрясениями.

Основание о. Триндади располагается на глубине 5,5 км; по данным топографических профилей его окружает рвообразная впадина. Она расположена в створе широтного линеамента, выраженного в рельефе плосковершинными подводными горами, получившими название банок Колумбия. Степень выровненности и площадь плоских вершин этих гайотов возрастают в западном направлении. Вблизи банки Жазеур были зарегистрированы эпицентры трех землетрясений. На материке до сих пор не удалось обнаружить отчетливых широтных структур, которые бы соответствовали линеаменту гор Триндади, однако в направлении к глубинам океана он почти точно совпадает с зоной разломов, устанавливаемой по нарушениям поверхности океанического дна.

Мартин-Вас. Фактически это архипелаг (координаты 20° 30′ ю. ш. и 28° 51′ з. д.) с одним главным островом, имеющим 600 м в поперечнике и высоту над уровнем моря 175 м, двумя островами меньших размеров и несколькими скальными выступами. Основанием островов является усеченная вершина подводной горы, диаметр которой составляет несколько километров. Картирование на островах не проводилось, но среди образцов пород, отобранных на одном из них — Илья-ду-Норти, Э. Скорца [Scorza E. P., 1964] установил присутствие щелочных эффузивных пород — анкаратритов и гаюинитов; последние крайне необычны в океанической обстановке. Для анкаратритов был определен радиологический возраст в 60 млн лет. Несмотря на то, что фенокристаллы, присутствующие в породе, очевидно, являются первичными, У. Кордани [Cordani U. G., 1970] предпочитает не принимать этот возраст до получения новых данных, подтверждающих датировку.

Мартин-Вас, насколько это сейчас установлено, приурочен к восточному окончанию линеамента Триндади.

Острова Сан-Педро и Сан-Паулу. Это официальные бразильские названия островков, более известных как Сент-Питер и Сент-Поль. Они состоят приблизительно из дюжины изолированных скал, покоящихся на широтной гряде (с глубинами менее 100 м), имеют координаты 0° 56′ с. ш. и 29° 22′ з. д. Самый крупный скальный выступ имеет превышение всего 23 м над уровнем моря; все они воздымаются с подводного основания шириной около 500 м. Пожалуй, это самые известные срединно-океанические острова. Их посетил в 1832 г. Ч. Дарвин на корабле «Бигль», в 1921 г. здесь побывали британские корабли «Челленджер» и «Квест», а в 1925 г. — «Метеор»; в 1931 г. острова посещались бразильским военным судном «Бельмонт», в 1960 г. — британским кораблем «Оуэн» [Wiseman J. D., 1965] и др.

Такая известность островов Мартин-Вас объясняется тем, что наиболее распространены здесь дуниты — обогащенные оливином породы перидотитового типа, которые ряд исследователей считает характерными для мантии; эти дуниты катаклазированы и милонитизированы. В течение более ста лет не прекращались дискуссии о том, имеют ли указанные породы вулканическое, плутоническое или метаморфическое происхождение. Дж. Виземан [Wiseman J. D., 1965] на основе пересмотра старых коллекций и сборов нового материала предложил следующие наименования для четырех выделенных им разновидностей дунитов: челленджерит, оуэнит, паулит и квестит.

Природа отмеченных выше интенсивного брекчирования и милонитизации становится понятной, если учесть геотектоническое положение островов Сент-Поль; они увенчивают поперечный хребет, входящий в зону нарушений Сент-Поль и протягивающийся непосредственно к северу от зоны разломов Романш, являющихся составной частью широтных линеаментов (трансформных разломов Уилсона), типичных для Срединно-Атлантического хребта. На этом основании был сделан вывод о том, что острова образовались в результате внедрения ультрамафического вещества мантии вдоль зоны трансформного разлома, активизировавшегося в ходе разрастания океанического дна. Согласно Rb—Sr-определениям, абсолютный возраст пород составляет 3,5—4,5 млрд. лет [Mitchell—Thomé R. C., 1970]; таким образом, острова Сент-Поль — это древнейший участок земной коры либо немобилизованной (т. е. не вовлеченной в преобразующие ее процессы) «чистой» мантии; таким образом, в любом случае — при условии правильной интерпретации данных — он представляет собой уникальнейший район земного шара.

В противоположность данным Дж. Ведемана, Д. Гуимараньес [Guimaraes D., 1932], изучив образцы, собранные на островах, предположил их вулканическое происхождение. В отчете Д. Гуимараньеса описаны следующие типы пород.

Нефелиновые базальты. Сходны с подобными породами острова Фернанду-ди-Норонья. Состоят главным образом из фенокристаллов оливина, авгита, нефелина и магнетита (магнетит-ильменита). Оливин местами преобразован в иддингсит.

Оливиниты. Темно-серые и черные офировые породы. Под микроскопом в микрозернистой массе отмечаются довольно крупные кристаллы оливина. Структура порфировластовая, основная масса имеет флюидальную текстуру. В трещинах местами отмечен серпентин.

Вулканические туфы. Светло-серая пузырчатая порода с белыми литоидными обломками, пронизанными минеральными прожилками, а иногда брекчированными. Туфы состоят из кристаллов и обломков оливина, биотита, авгита, базальтового стекла и редких раковин гастропод, рассеянных в раскристаллизованной массе с тончайшими прожилками кальцита. Отмечено несколько стадий изменения оливина — от иддингсита до серпентина, хотя часты и неизмененные кристаллы.

По всей вероятности, туфы образовались в результате эксплозивного извержения базальтовых лав, в особенности нефелиновых базальтов. Угловатые обломки просвечивающей белой породы с включениями стеклоподобного минерала были идентифицированы как фосфаты с прожилками опала, в которых отмечается присутствие аммиака, воды и карбонатов железа и магния. Опаловые прожилки встречаются только в фосфатах.

В оливинитах Д. Гуимараньес отмечал подвижки — возможные следы тангенциальных деформаций.

Р. У. Фейрбридж, М. Горини

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Almeida, F. F., de, 1955. «Geologia e petrologia do arquipelago de Fernando de Noronha», Brasil, Div. Geol. Mineral., 13, 181 p.

Almeida, F. F., de, 1961. «Geologia e petrologia da Ilha da Trindade», Brasil, Div. Geol. Mineral., 10, 18.

Branner, J. C., 1889. «The geology of Fernando de Noronha, Pt. 1», Am. J. Sci., 37, 145—161.

Branner, J. C., 1890. «The aeolian sandstone of Fernando de Noronha», Am. J. Sci., 39, 247—257.

Cordani, U. G., 1970. «Potassium-argon ages of rocks from the Brazilian South Atlantic Islands», Symposium on Continental Drift. Montevideo: UNESCO.

Gorini, M. A., Damuth, J. E., Bryan, G. M., 1974. «The Fernando de Noronha Ridge and its relationship to equatorial Atlantic fracture zones», Geol. Soc. Am., Abstr. 6 (7), 762.

Mabesoone, J. M., Coutinho, P. N., 1970. «Littoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazil», Trab. Oceongr. Univ. Fed. Pe., Recife, 12, 1—212.

Melson, W. G., Hart, S. R., Thompson, G., 1972. «St. Paul's Rocks, equitorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea floor spreading», Geol. Soc. Am. Mem., 132, 241—272.

Mitchell-Thomé, R. C., 1970. «Geology of the South Atlantic Islands», Regionalen Geologie der Erde, vol. 10. Berlin: Gebr., Borntraeger, 1—367.

Ottmann, F., 1962. «L'atol das Rocas dans l'Atlantique sub-tropical», Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 5 (2), 101—106.

Scorza, E. P., 1964. «Duas rochas alcalinas das Ilhas Martin Vaz: notas preliminares e estudos», Div. Geol. Mineral., Dept. Nacl. Prod. Mineral. Num., 121, 1—7.

Wiseman, J. D. H., 1965. «Petrography, mineralogy, chemistry and mode of origin of St. Paul Rocks», Proc. Geol. Soc., 1626, 146—147.

ФОЛКЛЕНДСКИЕ (МАЛЬВИНСКИЕ) ОСТРОВА

Фолклендские, или Мальвинские, острова (Ислас Мальвинас) — архипелаг в южной части Атлантического океана у 52° ю. ш. и 60° з. д., находится приблизительно на расстоянии 800 км к юго-востоку от м. Горн. В состав архипелага входят два главных острова — Западный Фолкленд (Гран-Мальвино) и Восточный Фолкленд (Соледад) — и около ста более мелких; площадь — 11 960 км². Административно эта группа включает 200 островов с общей площадью до 16 655 км², в том числе Южную Георгию и Южные Сандвичевы (см. Субантарктические острова).

Рельеф собственно Фолклендских островов в основном равнинный; острова безлесные, часто пересекаются скалистыми грядами. Высшая точка — гора Адам (705 м) на о. Западный Фолкленд. Климат характеризуется сильными ветрами и холодными дождями. Средняя температура — около +5° С (от 0,5° С в августе до 10,5° С в январе). Здесь имеется множество торфяных болот и развиты торфянистые почвы.

Геоморфология островов определяется взаимодействием структурного фактора и денудации. В позднем мезозое и на протяжении большей части третичного периода район испытал пенепленизацию, которая в позднем кайнозое прерывалась эвстатическими опусканиями, в результате чего берега приобрели сильно изрезанный характер и сопровождаются многочисленными эстуариями, а в прибрежной зоне акваторий — шхерами.

Первые сведения о геологии архипелага были приведены Чарлзом Дарвином [Darwin C., 1846] по результатам его путешествия на корабле «Бигль». Более детально их геологическое строение было изучено по материалам южнополярной экспедиции 1901—1903 гг. Дж. Андерсоном [Andersson J. G., 1906, 1916] и Т. Халле [Halle T. G., 1912]. Детальную съемку островов осуществил в 1923 г. Г. Бейкер [Baker H. A., 1923]; А. Сьюард и Дж. Уолтон [Seward A. C., Walton J., 1923] в том же году описали ископаемую флору. Ряд исследователей обсуждал концепцию о присутствии ледниковых отложений типа Дуэйка на рассматриваемых островах и вопросы корреляции их с гондванскими разрезами [Caster K. E., 1952; Frakes L. A., Crowell J. C., 1967].

Докембрийский фундамент, сложенный гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и пегматитами, обнажается на м. Мередит в юго-западной части о. Западный Фолкленд. По мнению Г. Бейкера [Baker H. A., 1923], эти породы сопоставляются с системой Нама Южной Африки. На 36-м профиле, пройденном в соответствии с Программой глубоководного бурения, на Фолклендском плато, приблизительно в 800 км к востоку от архипелага, были подняты граниты и осадочно-метаморфические породы [Barker P. F. e. a., 1975].

Установлено, что в структурном отношении Фолклендские острова располагаются на континентальном основании, как бы продолжающем Южноамериканский материк в восточном направлении. До раскрытия южной части Атлантики, начавшегося с погружения в меловой период, Фолклендское плато было связано с Южной Африкой.

Докембрийский фундамент перекрыт палеозойскими толщами, преимущественно горизонтальными или слабо наклоненными; в некоторых местах они подверглись интенсивной складчатости и хорошо коррелируются с аналогичными образованиями Южной Африки. Породы нижней части разреза имеют девонский или еще более древний возраст. Мощность этой части составляет около 3000 м; она сложена кварцитами, песчаниками и глинистыми сланцами, местами измененными до стадии аспидных сланцев. В основании ее на докембрийских породах иногда залегают конгломераты. Девонские окаменелости представлены трилобитом *Homolonotus*, брахиоподами *Leptocoelia, Chonetes, Spirifer* и другими, впервые собранными Ч. Дарвином, и аналогичными видами изученными в боккевельдских слоях Южной Африки. Многие формы идентичны также окаменелостям одновозрастных отложений Боливии и Бразилии. Эта провинция имеет биогеографическое сходство с Новой Зеландией и Австралией. Рудольф Рихтер назвал ее «мальвино-кафрской», в то же время она характеризуется отчетливыми отличиями от «бореальной» (северной) провинции. Нижние части разреза датируются предположительно девонским возрастом и имеют частично гляциоморское происхождение. В верхней части разреза залегают слои Порт-Филомел, в которых обнаружены остатки растений, напоминающие встреченные в виттебергском комплексе Капской провинции.

Несогласно на ранне-среднепалеозойских породах залегает 3,5-километровая толща пермо-триасового возраста — Лафонская серия Т. Халле [Halle T. G., 1912]. В ее основании лежат тиллиты, сопоставимые с отложениями Дуэйка; выше следуют ленточные глины и песчаники с валунами. Верхняя часть разреза включает слои Бей-Харбор, содержащие глоссоптериевую флору, характерную для нижнегондванских разрезов.

Пермо-триасовые и более древние отложения прорваны дайками и силлами диоритов и долеритов, коррелируемых с аналогичными породами впадин Парана и Карру; они имеют предположительно позднетриасовый — раннеюрский возраст.

На о. Уэст-Пойнт обнаружены типичные межледниковые отложения, представленные глинами с теплолюбивой флорой *Podocarpus, Libocedrus* и *Fitzroy* хорошей сохранности, перекрытые диамиктитами *, по-видимому моренными, но возможно, связанными с грязевыми потоками. На протяжении большей части плейстоцена остров не подвергался оледенению, но находился в приледниковых условиях. Специфическая особенность строения острова — обширные «каменные реки» — была впервые отмечена Дж. Андерсоном [Andersson J. G., 1906] и Т. Халле [Halle T. G., 1912]. Они имеют ширину от 100 до 1000 м, многие километры в длину и рассматриваются как резуль-

* Несортированная или плохо сортированная терригенная порода, содержащая различные по размеру обломки (песчаной размерности или более крупные) в мелкозернистой массе. — *Прим. пер.*

тат солифлюкции и грязевых потоков в приледниковых условиях. Имеются также обширные приподнятые пляжи [Adie R. J., 1953].

Палеозойские и триасовые отложения Фолклендских островов смяты в складки, простирающиеся на западе в северо-западном направлении, на восточном побережье — в широтном. Складки большей частью асимметричные, интенсивность складчатости возрастает к югу. Единственный случай простирания, несогласного указанным выше, обнаружен на западном побережье Фолклендского пролива, разделяющего два главных острова архипелага. Здесь установлена единственная складка северо-восточного простирания, образование которой обусловлено, по-видимому, поперечным разрывом.

Возраст складчатости, очевидно, киммерийский, сопоставимый с палисадским тафрогенезом на востоке Северной Америки (180—220 млн лет). Встречены многочисленные долеритовые дайки и силлы, сопоставимые с аналогичными интрузиями впадин Карру и Парана. Палеотектонические реконструкции предполагают продолжение Патагонской дуги Аргентины через Фолклендские острова к Капским хребтам («Капидам») Южной Африки [Mitchell-Thomé R. C., 1970]. В отличие от последнего, Р. Эйди [Adie R. J., 1952a, 1952b] отрицает связь между Фолклендскими островами и Патагонией, а согласно палеореконструкции А. Дю Тойта [Du Toit A. I., 1927], отражающей додрейфовый период истории геологического развития региона, Фолклендские острова располагались на более близком расстоянии от впадины Парана.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Adie, R. J., 1952a. «The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland». Geol. Mag., 89, 401—410.

Adie, R. J., 1952b. «Representatives of the Gondwana System in the Falkland Islands», Symposium sur les séries de Gondwana, 19 Intern. Geol. Congr., Algeria, 385—392.

Adie, R. J., 1953. «New evidence of sea level changes in the Falkland Islands», Falkland Islands Dependencies, Surv. Sci., Rept. 9, 8 p.

Andersson, J. G., 1906. «Solifluction», J. Geol., 14, 97—104.

Andersson, J. G., 1916. «Geology of the Falkland Islands», Wiss. Ergebn. Schwed. Sudpol. Exped., 1901—33, 1—38.

Baker, H. A., 1923. «Final report on geological investigations in the Falkland Islands 1920—22», Quart. J., 79 (1), iv.

Barker, P. F., et al., 1975. «Initial report of the Deep Sea Drilling Project, Leg 36, Ushvaia, Argentina to Rio de Janeiro, Brazil», National Science Foundation, Washington, D. C.: Govt. Printing Office.

Caster, K. E., 1952. «Stratigraphic and palaeontologic data relevant to the problem of Afro-American ligation during the Palaeozoic and Mesozoic», in: E. Mayr, ed., The Problem of Land Connections Across the South Atlantic, with Special Reference to the Mesozoic, Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 99, Art. 3, 105—152.

Darwin, C., 1846. «Geology of the Falkland Islands», Quart. J. Geol. Soc., 2, 267—274.

Du Toit, A. I., 1927. «A Geological comparison of South America with South Africa», Carnegie Inst. Publ., 381, 158 p.

Frakes, L. A., Growell, J. C., 1967. «Facies and paleogeography of the late Paleozoic Lafonian diamictite, Falkland Islands», Bull. Geol. Soc. Am., 78, 37—58.

Frakes, L. A., Growell, J. C., 1969. «Late Paleozoic glaciation. 1. South America», Bull. Geol. Soc. Am., 80 (6), 1007—1042.

Halle, T. G., 1912. «Geological structure and history of the Falkland Islands», Bull. Geol. Inst., Upsala, 11, 115—226.

Seward, A. C., Walton, J., 1923. «On a collection of fossil plants from the Falkland Island», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 79, 313—333.

ХУАН-ФЕРНАНДЕС ОСТРОВА

Эта небольшая островная группа, принадлежащая Чили, расположена в Тихом океане, в 580 км от Вальпараисо (западное побережье Чили). Острова залесенные, с расчлененным рельефом и изрезанной береговой линией. Два главных острова этой группы — Мас-Афуэра (Александр-Селькирк) и Мас-а-Тьерра (Робинзон-Крузо) — отстоят друг от друга приблизительно на 160 км. Островная группа протягивается в широтном направлении; общая площадь ее суши составляет около 185 км². Длина о. Мас-Афуэра равна 10 км, ширина 7 км, площадь 85 км², высота над уровнем моря до 1650 м. Соответственно размеры о. Мас-а-Тьерра — 20×5 км, 95 км² и 916 м. Небольшой островок Санта-Клара, также входящий в состав этой группы, имеет площадь всего 5 км².

Эти острова были открыты Хуаном Фернандесом в 1572 г. и получили известность главным образом благодаря классическому роману Д. Дефо «Робинзон Крузо», в котором были описаны приключения шотландского моряка Александра Селькирка, потерпевшего кораблекрушение и прожившего на о. Мас-а-Тьерра с 1704 по 1705 г. Впоследствии эти острова были переименованы правительством Чили в честь А. Селькирка и литературного героя Д. Дефо, которому Селькирк послужил прообразом.

Островная группа Хуан-Фернандес приурочена к пересечению широтного подводного хребта с хребтом меридионального простирания, протягивающегося далее на север, к островам Сан-Амбросио и Сан-Феликс. Острова Хуан-Фернандес характеризуются сильно расчлененным рельефом, берега их крутые, скалисты и лишены коралловых рифов; террасы не отмечаются.

Вулканическое основание островов сложено вулканитами (полевошпатовыми базальтами, базанитами, пикритами и щелочными трахитами) предположительно третичного возраста. Геологическое строение островов изучал П. Куинсел [Quensel P. D., 1912, 1952]; палеогеографические и биологические исследования проводились К. Скоттсбергом [Skottsberg C., 1920, 1921, 1925]. По данным изучения зон спрединга океаническая кора в этом районе датируется эоценом.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Quensel, P. D., 1912. «Die Geologie der Juan Fernandez Inseln», Geol. Inst. Upsala Bull., 11, 240—290.

Quensel, P. D., 1952. The Natural History of Juan Fernandez and Easter Island, vol. 1. Upsala, Sweden: Almquist and Wiksell, 37—87.

Skottsberg, C., 1920. The Natural History of Juan Fernández and Easter Islands. Upsala, Sweden: Almquist and Wilksell, 3 vols.

Skottsberg, C., 1921. «Die Juan Fernandez-Inseln», Z. Ges. Erdk. (Berlin).

Skottsberg, C., 1925. «Juan Fernandez and Hawaii, a phytogeographic discussion», Bernice P. Bishop Mus. Bull., 16.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

В состав Северной Америки входят США, Канада, Гренландия, Мексика, а также небольшие острова Сен-Пьер и Микелон. Общая площадь Североамериканского материка составляет приблизительно 24 млн. км².

Основные тектонические подразделения докембрия

За последние годы были выполнены сотни определений изотопного возраста пород, в результате чего на территории Северной Америки оказалось возможным выделить три основные фазы докембрийского орогенеза; вопрос о выделении четвертой остается пока что дискуссионным. Области орогенических фаз показаны на рис. 1. Наиболее древняя тектоно-магматическая эпоха получила название кеноранской; возраст орогенеза около 2,5 млрд. лет. По-видимому, в это время сформировалось ядро континента, вокруг которого впоследствии развились более молодые складчатые пояса. На севере и северо-востоке протягивается зона проявления орогенеза, получившего название гудзонского, возраст которого составляет 1,7 млрд. лет. В районе Большого Невольничьего и Большого Медвежьего озер (Канада) расположено небольшое ядро кеноранского возраста, окаймленное областью развития гудзонской складчатости. К югу от кеноранского ядра на территории США находится обширный район с возрастами структур от 1250 до 1400 млн. лет, однако некоторые геохимики полагают, что эти значения минимальные и что истинный возраст орогенеза в этом регионе около 1700 млн. лет, т. е. как и гудзонского. В этом смысле Гудзонский пояс более четко ограничивает кеноранское ядро.

Гренвильский орогенический пояс (возраст орогенеза около 1000 млн. лет) получил развитие в южной части провинции Онтарио и в Квебеке. В настоящее время установлено, что он охватывает также район Пидмонта * и область развития докембрийских пород Техаса. По всей вероятности, этот пояс, как показано на рис. 1, продолжается и на территорию Гренландии.

Образцы из Манитобы, обеих Дакот (в Иллинойсе и Миннесоте соответственно), Монтаны, Вайоминга, Миннесоты и северной части Мичигана характеризуются как кеноранским, так и гудзонским возрастом. Полагают, что здесь относительно молодой гудзонский орогенез наложился на более древний кеноранский. В районе Великих озер, кроме того, встречаются породы гренвильского возраста, свидетельствующие, по-видимому, о наложении третьего орогенического этапа.

Белтский трог сечет и перекрывает Гудзонский складчатый пояс; возраст трога, несомненно, более молодой. Выполняющие его осадки местами смяты в складки, эродированы и перекрыты мощными отложениями серии Парсел. Последние до накопления кембрийских осадков также были отчасти деформированы и эродированы. Возраст белтских слоев точно еще не известен. По-видимому, он варьирует в пределах 1000—800 млн. лет.

---

* Плато к востоку от Аппалачских гор (США), протягивающееся от штата Нью-Джерси до штата Алабама. — *Прим. пер.*

Основные черты истории геологического развития

Ранний и средний палеозой. Этот период характеризовался преимущественным развитием крупных краевых геосинклиналей (рис. 2). Обе краевые геосинклинали (протягивающиеся вдоль западного и восточного побережий Северной Америки соответственно) подразделяются на внешние (эвгеосинклинали) и внутренние части (миогеосинклинали). Для эвгеосинклиналей характерны полевошпатовые осадочные породы, чередующиеся с андезитовыми и базальтовыми вулканитами. Встречаются также морские глинистые сланцы и известняки, особенно характерные для западной эвгеосинклинали. Миогеосинклинали выполнены содержащими окаменелости глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и доломитами главным образом морского происхождения.

В то же время в эвгеосинклиналях наряду с широким развитием вулканизма были отчетливо проявлены процессы складкообразования, метаморфизма, эрозии приподнятых зон и седиментации в узких трогах. В пределах восточной эвгеосинклинали таконский орогенез четко проявился в позднеордовикское время на территории от Северо-Восточной Пенсильвании через западную часть Новой Англии и Нью-Брансуик вплоть до Ньюфаундленда. Продукты эрозии выносились на восток через Новую Англию и на запад через Пенсильванию, Западную Виргинию и Огайо. Позднесилурийский каледонский орогенез проявился в центральной части Ньюфаундленда, в Гренландии и в районе Арктического архипелага Канады. В позднем девоне имел место акадский орогенез — основной для Атлантической окраины. В это время произошло внедрение крупных батолитов, отмечаются интенсивная складчатость и региональный метаморфизм осадочных пород. Воздымавшиеся горы поставляли обломочный материал в прилегающий внутренний бассейн Пенсильвании, Западной Виргинии и Огайо.

Канадский щит (рис. 2), судя по всему, время от времени захватывался морскими трансгрессиями значительно шире, чем показано, но все же преимущественно оставался сушей. Обширное и протяженное поднятие, продолжающее его в юго-западном направлении, получило название Трансконтинентального свода. Развитие внутренней стабильной части Североамериканского материка в раннем и среднем палеозое характеризовалось формированием других сводов, нескольких впадин, а также зон погружения значительной протяженности.

Поздний палеозой. Как показано на схеме (рис. 3), в пенсильванский период геологической эволюции рассматриваемого материка почти вся его северная часть оказалась приподнятой. Складчатая область Канадского Арктического архипелага испытала погружение и была залита пенсильванским морем; в результате эродированные складчатые сооружения скрылись под покровом осадочных толщ. Морем была охвачена также небольшая площадь на севере территории Юкон и в северо-западной части Аляски.

Время от времени в течение пенсильванского развития материка значительная часть центральной территории США заливалась морем; на этой площади, особенно к западу от Канзаса, имеется ряд крупных поднятий. В районах Нью-Мексико, Колорадо, Юты и Аризоны поднятия получили название «Древних Скалистых гор». Они быстро воздвиглись над поверхностью окружающих морей, причем продукты их разрушения образовали обширные

окаймляющие конусы выноса. Последние по мере накопления осадков постепенно перекрывали поднятия. В пермский период горы были практически полностью погребены под толщей обломочного материала и только самые высокие участки двух наиболее крупных поднятий продолжали существовать в виде «островов» еще в позднем мезозое.

Другие возвышенности, связанные с Древними Скалистыми горами, поднялись в раннепенсильванское время на территории Небраски, Канзаса, Оклахомы и Техаса, однако уже в позднем пенсильвании они были полностью погребены.

Наиболее важным событием в позднем палеозое было образование Аппалачских гор и связанных с ними гор Уошито в Арканзасе и Оклахоме, а также гор Маратон в Западном Техасе. Аппалачи сформировались в результате складчатости и надвигания, которым подверглись мощные миогеосинклинальные отложения. При этом надвинутые толщи перемещались по направлению к внутренней области материка. В пределах гор Уошито и Маратон развиты те же структуры, что и в Аппалачах. К востоку от более молодых (пенсильванского возраста) Аппалачей расположены более древние (акадские и таконские) орогенические пояса, ныне составляющие физико-географическую и орографическую провинцию Хребтов и Долин.

На части территории Новой Англии, в Ньюфаундленде и в приморской провинции Канады произошло погружение акадского складчатого пояса, обусловившее морскую трансгрессию. В результате этого миссисипские и пенсильванские отложения несогласно залегают на породах более древнего структурного комплекса.

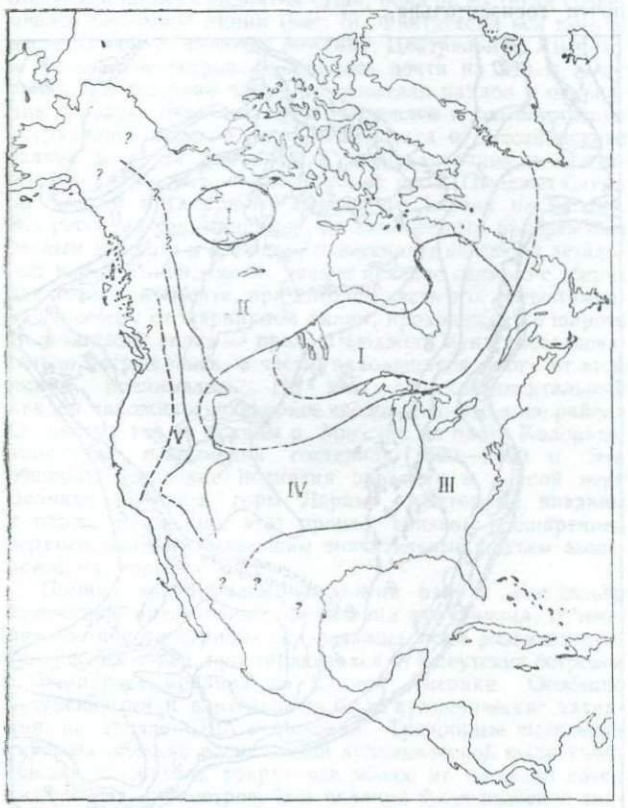


Рис. 1. Основные структурные элементы областей докембрийской складчатости.

Орогенезы и их возраст (млн. лет): *I* — кеноранский (2 500), *II* — гудзонский (1700), *III* — гренвильский (1000), *IV* — мацатцальский (1300—1700); *V* — белтский (800—1000).



Рис. 2. Северная Америка в ранне-среднепалеозойскую эру.

1—3 — миогеосинклинали; *4—6* — эвгеосинклинали; *7—9* — шельф; *10—19* — бассейны, *20—22* — своды; *23—24* — купола.

Коровые подвижки привели к формированию в центре Невады новых структур, образовавших антлерский орогенический пояс. Местами он развился до стадии гор, ставших источником обломочного материала, сносившегося по обе стороны склонов.

Известно, что в пермское время сформировался орогенический пояс в Южной Мексике, Гватемале и Никарагуа, но его связь с системой Аппалачей через горы Маратон или же с антлерским орогеническим поясом все еще остается невыясненной.

В позднем триасе возникла рифтовая зона, протянувшаяся по меньшей мере от зал. Фанди до Южной Каролины. Для акадского орогенического пояса очень характерны грабены и сброшенные блоки, сопровождавшиеся излияниями лав основного состава и внедрениями пластовых интрузий. Возникали бассейны, заполнявшиеся континентальными осадками.

Поздний мезозой и ранний кайнозой. В течение юрского и мелового периодов от Мексиканского залива до Северного Ледовитого океана простиралось большое внутреннее море, по всей вероятности периодически разделявшее материк на два изолированных региона — Канадский щит на востоке и новый крупный район Кордильер на западе. После завершения акадского и аппалачского орогенезов восточная окраина материка не испытывала более горообразующих деформаций, западная же стала областью воздействия интенсивных орогенических процессов.

Как видно из тектонической схемы, характеризующей временной период от середины мела до эоцена (рис. 4), море захватило окраину материка, включая район Нью-

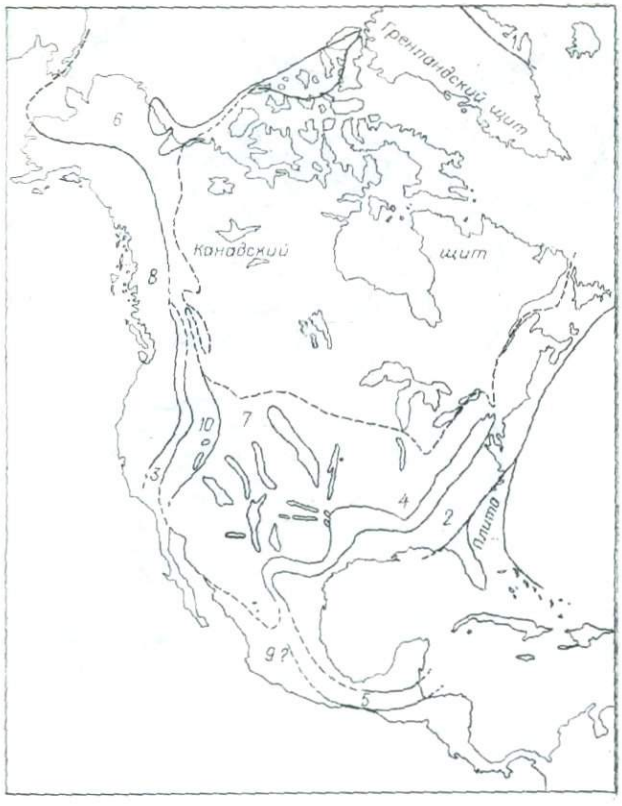


Рис. 3. Северная Америка в пенсильванскую эпоху.

1—5 — орогенические пояса: *1* — среднепалеозойский, *2* — ранне- и среднепалеозойский, *3* — антлерский, *4* — позднепалеозойский, *5* — пермский; *6—7* — шельф; *8—9* — эвгеосинклинали; *10* — миогеосинклиналь; штриховая линия — граница распространения пенсильванских морей.

Йорка, Флориду и Галф-Кост. Флорида и Багамские острова входили в состав обширного мелководного шельфа, где аккумулировались различные по составу мощные карбонатные отложения.

В это время уже несомненно существовали котловина Атлантического океана, впадина Мексиканского залива (Мексиканский бассейн) и Карибская впадина (западная часть ее известна под названием Колумбийского бассейна). Имеются убедительные данные о том, что в палеозое Европа и Африка соединялись с Северной и Южной Америками или были расположены в непосредственной близости от них. Затем произошли резкое разобщение континентов и отход их на значительное расстояние друг от друга, причем материки Западного полушария двигались в западном направлении. Этот дрейф, имевший место в мезозое и кайнозое, привел к образованию Атлантического океана. Центральная зона спрединга выражена Срединно-Атлантическим хребтом. Возможно, что в то время Южная Америка была расположена бл е к Северной, чем сейчас, и что при раздвигании этих материков сформировались Мексиканский и Карибский бассейны. Мы можем быть твердо уверенными в их существовании начиная со среднего мезозоя.

Переходя к истории развития обширной и протяженной зоны Кордильер, следует остановиться на невадийском орогеническом поясе. Это наиболее крупная зона деформаций на западе Северной Америки, до некоторой степени аналогичная более древнему акадскому поясу восточной окраины континента. Она образовалась из мощных толщ эвгеосинклинальных отложений, которые испытали сложную складчатость, были регионально метаморфизованы, а затем прорваны гигантскими батолитами. Внедрение батолитовых тел увенчало собой длинную цепь деформаций и проявлений вулканической деятельности. Обширный гранитный массив в калифорнийских горах Сьерра-Невада представляет собой один из этих колоссальных батолитов.

Почти все крупные интрузивы внедрились в среднем мелу (по данным изотопных определений почти 100 млн. лет назад). Это был период фронтального («лобового») столкновения двигавшегося на запад Североамериканского материка с Восточно-Тихоокеанской плитой. В результате развилась глубокая зона субдукции, детально описанная в других разделах настоящей книги.

С востока к Невадийскому орогеническому поясу примыкает протяженный, а на отдельных участках и узкий ларамийский орогенический пояс. Это — регион собственно Скалистых гор. Он простирается, как показано на схеме, от Аляски до Больших Антильских островов; аналогичный пояс протягивается к югу от Венесуэлы и Колумбии, образуя Американские Анды. Протяженный ларамийский пояс расчленяется по широте на ряд отрезков, каждый из которых характеризуется своими структурными особенностями. На большей части протяжения этот пояс сложен складчатыми и осложненными надвигами миогеосинклинальными отложениями. Пример одного из таких крупных надвигов — хорошо известный разлом Льюиса, прослеженный в национальном парке Глейшер (на границе Канады и США). Здесь породы докембрийской серии Белт надвинуты на 15—75 км в восточном направлении на меловые глинистые сланцы; при этом плоскость надвига почти горизонтальна.

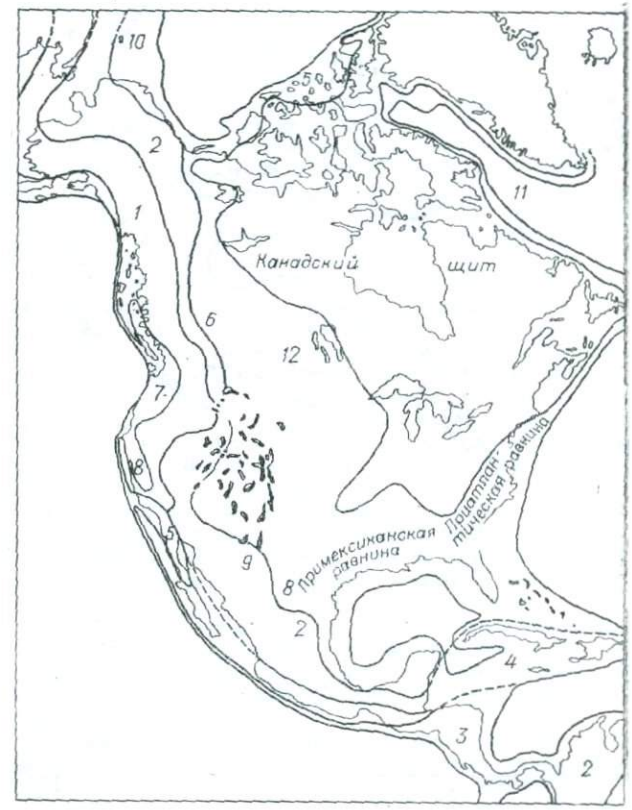


Рис. 4. Тектоническая карта Северной Америки от среднемеловой до эоценовой эпохи.

1—2 — орогенические пояса: *1* — невадийский, *2* — ларамийский; *3—4* — области проявления вулканизма; *5—9* — бассейны; *10—12* — меловые отложения.

Одним из важнейших структурных элементов ларамийского пояса является группа антиклинальных поднятий, простирающихся на значительной территории от Монтаны через Вайоминг, Колорадо и Юту к Нью-Мексико. Примерами поднятий могут служить такие горы, как Уинд-Ривер и Бигхорн в Вайоминге; Юинта в Юте; Передовой хребет и Суоч в Колорадо; Сангре-де-Кристо и Зуни в Нью-Мексико. Это исключительно живописные горные кряжи, как бы вырезанные эрозией из крупных, овальных в плане поднятий. Некоторые из антиклиналей были асимметричны или даже нарушены сбросами вдоль одного или обоих крыльев; в настоящее время в ядрах большинства из них обнажаются докембрийские породы, вскрытые эрозией.

Поднятия разделялись обширными аридными или полупустынными впадинами, такими как бассейн Паудер-Ривер, расположенный между поднятиями Блэк-Хиллс и Бигхорн, и бассейн Грин-Ривер (южнее хр. Уинд-Ривер и севернее хр. Юинта). В этих впадинах в третичный период накапливались отложения озерных низин и речных пойм, которые сейчас являются излюбленным местом для геологов, изучающих ископаемых млекопитающих.

Некоторые узкие прогибы в пределах невадийского орогенического пояса сформировались в позднемеловую эпоху. Глубина их была весьма значительной, соответственно велики и мощности осадков, образовавшихся за счет сноса с приподнятых участков, расположенных как на востоке, так и на западе.

Третичный период. Начиная с позднемеловой эпохи моря района Мексиканского залива и Атлантической окраины континента (к югу от Нью-Йорка) постепенно отступали по мере поднятия суши, пока не достигли современной береговой линии (рис. 5). Фактически вся южная часть материка, включая Мексику, Центральную Америку и Антильские острова, поднялась почти на 100 м, в то *время как северная часть его испытала наклон и опускание*. Уровень океана заметно повысился и соответственно погрузились краевые части континента от Чесапикского залива до п-ова Лабрадор, Гудзонова залива и Арктического архипелага на востоке и от прол. Пьюджет-Саунд до Аляски и Северного Ледовитого океана на западе. Это распознается, например, по затопленным прибрежным речным долинам и фиордам, нанесенным на любой детальной карте. По-видимому, данное явление связано с общим наклоном континента, при котором часть его, расположенная к северу от шарнирной линии, проходящей по широте Чесапикский залив — прол. Пьюджет-Саунд, последовательно погружалась, а часть, находящаяся к югу от этой линии, поднималась. На этот общеконтинентальный наклон наложилось обширное сводовое воздымание района Скалистых гор от долины р. Миссури до плато Колорадо; амплитуда воздымания составила 1500—2500 м. Эти обширные сводовые поднятия охватили в равной мере Великие равнины, горы Ларами, межгорные впадины и плато. Возможно, этот процесс связан с расширением верхней мантии, вызвавшим значительный подъем вышележащих коровых масс.

Помимо значительного поднятия района Кордильер отмечались интенсивные проявления вулканизма. В течение третичного периода образовались поля развития вулканических пород, простирающихся от Алеутских островов и Берингова пролива до Южной Америки. Особенно интенсивными и длительными были вулканические излияния на западе США и Мексики. Трещинные выделения тяжелых облаков раскаленной вулканической пыли уничтожали и сжигали вокруг все живое на площади сотен квадратных километров. Эти явления были особенно значительными главным образом в раннем олигоцене на западе Юты и Невады. Позднее, в миоценовое время, на территории штатов Орегон и Вашингтон произошли излияния *базальтовых лав, сформировавшие обширное* Колумбийское плато; мощность лавовых потоков составляет

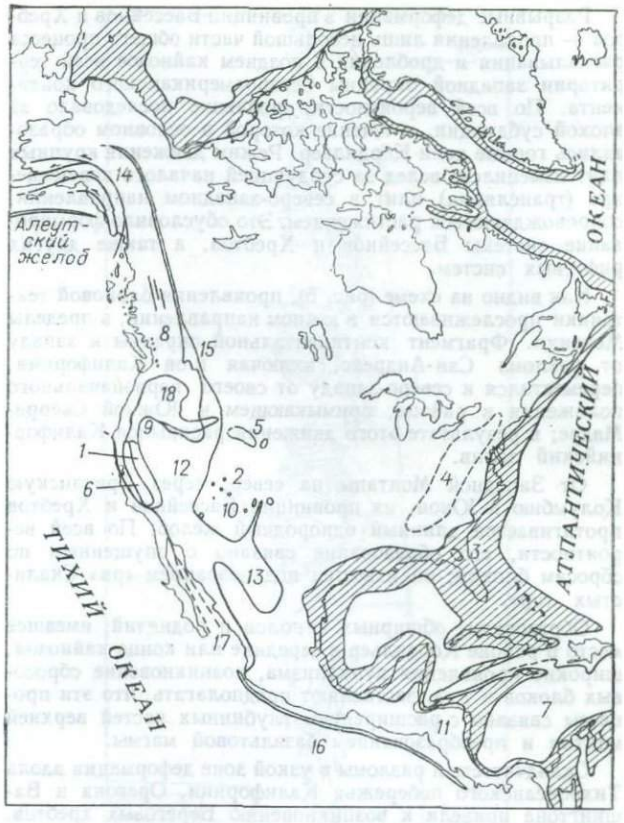


Рис. 5. Геология Северной Америки в третичный период. *1—4* — поднятия; *5* — опущенные блоки; *6—7* — бассейны и впадины; *8—11* — вулканы и стратовулканы; *12—13* — блоковые структуры; *14—16* — желоба (двойная линия); *14* — Скалистых гор, *15* — региональный, *16* — Центральноамериканский; *17* — зона трещиноватости; *18* — базальтовые поля; «жирные» линии — разломы; заштриховано — третичные отложения.

здесь *500—1000* м. Наиболее крупное среднетретичное лавовое поле Западной Мексики — Восточная Сьерра-Мадре. Многочисленные высокие вулканические конусы Южной Мексики и Центральной Америки преимущественно четвертичного возраста; многие из них до сих пор активны. Вершины Каскадных гор на территории штатов Орегон и Вашингтон также представляют собой величественные и весьма живописные вулканические конусы. Длительна история кайнозойского вулканизма Алеутских островов, и наиболее впечатляющее ее выражение — дугообразная цепь четвертичных вулканических конусов значительной протяженности.

Очень характерны проявления блоковой тектоники в сложно построенных Кордильерах, сформированных в мезозое и раннетретичную эпоху. Обширная система олигоценовых разломов преимущественно меридионального простирания обусловила возникновение на более позднем этапе орогенеза приподнятых, опущенных и наклоненных блоков, а также длинных узких прогибов. Вдоль некоторых разломов и доныне отмечаются подвижки. Провинция Большого Бассейна от Сьерра-Невады до хр. Уосатч представляет собой ряд сбросовых блоков, образовавшихся в результате этого орогенеза. Некоторые блоки оказались приподнятыми, другие — опущенными; что же касается краевых блоков — Сьерра-Невады и Уосатч, то они подняты значительно выше остальных. *Приподнятым блокам соответствуют современные горные* хребты.

Разрывные деформации в провинции Бассейнов и Хребтов — проявления лишь небольшой части общего процесса раскалывания и дробления в позднем кайнозое всей территории западной окраины Североамериканского континента. По всей вероятности, дробление последовало за эпохой субдукции, в течение которой в основном образовались горные цепи Кордильер. Режим движения крупных плит изменился; вслед за субдукцией началось перемещение (трансляция) плит в северо-западном направлении, сопровождавшееся растяжением. Это обусловило формирование системы Бассейнов и Хребтов, а также других рифтовых систем.

Как видно на схеме (рис. 5), проявления блоковой тектоники прослеживаются в южном направлении, в пределы Мексики. Фрагмент континентальной окраины к западу от разлома Сан-Андреас, включая п-ов Калифорния, переместился к северо-западу от своего первоначального положения в районе, примыкающем к Южной Сьерра-Мадре; в результате этого движения раскрылся Калифорнийский залив.

От Западной Монтаны на север, через Британскую Колумбию и Юкон, из провинции Бассейнов и Хребтов протягивается длинный однородный желоб. По всей вероятности, его образование связано с опущенным по сбросам блоком; он известен под названием «рва Скалистых гор».

Образование обширных куполов и поднятий, имевшее место в районе Кордильер в середине или конце кайнозоя, широкие проявления вулканизма, возникновение сбросовых блоков и т. д. заставляют предполагать, что эти процессы связаны с расширением глубинных частей верхней мантии и преобразованием базальтовой магмы.

Складчатость и разломы в узкой зоне деформации вдоль Тихоокеанского побережья Калифорнии, Орегона и Вашингтона привели к возникновению Береговых хребтов. Долина Грейт-Валли Калифорнии, расположенная между горами Сьерра-Невада и Береговыми хребтами, образовалась в результате поднятия в позднем кайнозое блока Сьерра-Невада на востоке и Береговых хребтов на западе. Долина Грейт-Валли сложена преимущественно верхнемеловыми и кайнозойскими осадками.

В меловой период Большие Антильские острова представляли собой зону активного вулканизма и деформаций, и еще в третичный период они большей частью были скрыты под водой. В позднем кайнозое эти острова постепенно поднялись над уровнем океана, заняв свое современное положение. В это же время между Кубой и Ямайкой возник глубокий желоб, дно которого погрузилось по разломам на глубину 5000—7000 м. Это желоб Кайман, простирающийся вплоть до Гватемалы. К северу от него расположен желоб Юкатан, представляющий собой еще один опущенный блок. Возможно, что в мезозое в связи с несколько большим раздвижением Северной и Южной Америк друг относительно друга произошло некоторое расширение Мексиканского и Колумбийского бассейнов.

На рис. 5 показано, что в среднетретичную эпоху районы Мексиканского залива и Атлантической прибрежной равнины были затоплены морем, в то время как арктические области Северной Америки испытали поднятие и стали сушей. После этого южная часть континента оказалась приподнятой и превратилась в сушу, а северные территории, наоборот, опустились и большей частью погрузились под поверхность океана. По-видимому, тенденция к таким колебаниям сохраняется и в настоящее время. Обширные ледяные покровы северной части материка обусловили прогибание коры, а затем после их стаивания произошел подъем коры, вызванный изостатическим выравниванием, достигший по меньшей мере 400 м.

А. Дж. Ирдли

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Clark, T. H., Stearn, C. W., 1960. The Geological Evolution of North America. New York: Ronald Press, 434 p. (2nd ed., 1968, 507 p.).

Cloud, P., 1971. Precambrian of North America, Geotimes, 3, 13—18.

Eardley, A. J., 1962. Structural Geology of North America, 2nd ed. New York: Harper & Row, 743 p. (1st ed., 1951).

Fisher, G. W., et al., eds., 1970. Studies of Appalachian Geology, Central and Southern. New York: Wiley, 460 p.

Flawn, P. T., chm., 1967. Basement Map of North America. Washington, D. C.: U. S. Geol. Surv., Am. Assoc. Petrol. Geologists, Basement Rock Project Committee, 1 : 5 000 000.

Halbouty, M. T., ed., 1970. Geol. of Giant Petroleum Fields. (Mem. 14). Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 575 p.

Holland, C. H., ed., 1971. Cambrian of the New World. 1. Lower Palaeozoic Rocks of the World. New York: Wiley—Interscience, 456 p.

King, P. B., 1959. The Evolution of North America. Princeton, N. J.: Princeton Univ. Press, 190 p.

King, P. B., 1969. «The tectonics of North America — a discussion to accompany the tectonic map of North America, scale 1 : 5 million», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 628, 95 p.

King, R. E., ed., 1972. Stratigraphic Oil and Gas Fields — Classification, Exploration Methods, and Case Histories (Mem. 16). Tulsa: Am. Assoc. Petrol., 696 p.

Kistler, R. W., 1974. «Phanerozoic batholiths in western North America: a summary of some recent work on variations in time, space, chemistry and isotopic compositions», in: F. A. Donath, ed., Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 2. Palo Alto: Annual Reviews, Inc., 478 p.

Lanphere, M. A., Reed, B. L., 1973. «Timing of Mesozoic and Cenozoic Plutonic Events iv Circum-Pacific North America», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3773—3782.

Larson, R. L., 1972. «Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 3345—3360.

Murray, G. E., 1961. Atlantic and Gulf Coastal Provinces of North America. New York: Harper & Row, 692 p.

Pitcher, Max. G., ed., 1973. Arctic Geology. Tulsa: AAPG, Mem. 19, 747 p.

Ridge, J. D., 1972. «Annotated bibliographies of mineral deposits in the Western Hemisphere», Geol. Soc. Am., Mem. 131, 681 p.

Sbar, M. L., Sykes, L. R., 1973. «Contemporary compressive stress and seismicity in Eastern North America: an example of intra-plate tectonics», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1861—1882.

Schöpf, J. D., 1787 (1972). Geology of Eastern North America. New York: Hafner, 384 p., trans. from German by E. M. Spieker.

Schwab, F. L., 1972. «Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American Platforms — a discussion», Sedimentology, 19, 299—302.

Summerson, C. H., Swann, D. H., 1970. «Patterns of Devonian sand on the North American craton and their interpretation», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 469—490.

Zen, E., 1972. «The Taconide Zone and the Taconic Orogeny in the western of the Northern Appalachian Orogen», Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 135, 72 p.

ГРЕНЛАНДИЯ

Гренландия — крупнейший остров Канадского Арктического архипелага Северной Америки *; это владение Дании с главным поселением Готхоб. Общая площадь Гренландии, включая окружающие ее небольшие острова, составляет 2 186 000 км², однако лишь 383 000 км² свободны от постоянного ледового покрова. Гигантский ледяной щит занимает внутреннюю преобладающую часть площади — 1 802 400 км². На окраинах острова располагаются многочисленные периферические ледники. В меридиональном направлении Гренландия простирается от 60° до 84° с. ш., в широтном — она заключена между 10° и 70° з. д. (рис. 1).

Докембрийский фундамент

Гренландия сложена в основном породами докембрийского щита, являющегося северо-восточной частью Канадского (Канадо-Гренландского) щита Северной Америки (рис. 2). Гренландский докембрийский щит на севере и на востоке ограничен палеозойскими складчатыми поясами (см. ниже). По данным полевых исследований, подтвержденным радиоизотопными определениями абсолютного возраста пород, кристаллический фундамент Гренландии состоит из трех основных возрастных подразделений: центрального архейского блока, с обеих сторон окаймленного двумя относительно более молодыми (докембрийскими) подвижными поясами.

* Гренландия — самый крупный остров в мире. — *Прим. пер.*

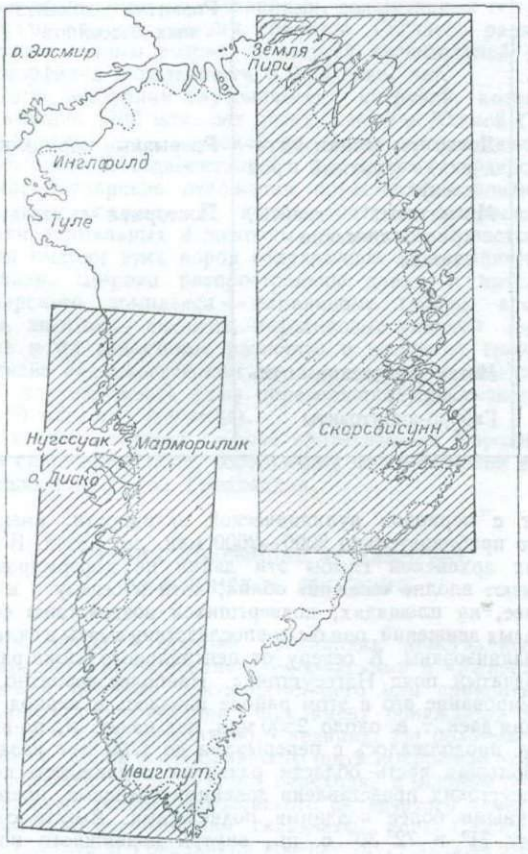


Рис. 1. Обзорная карта Гренландии.
Заштрихованные площади — детально изученные.

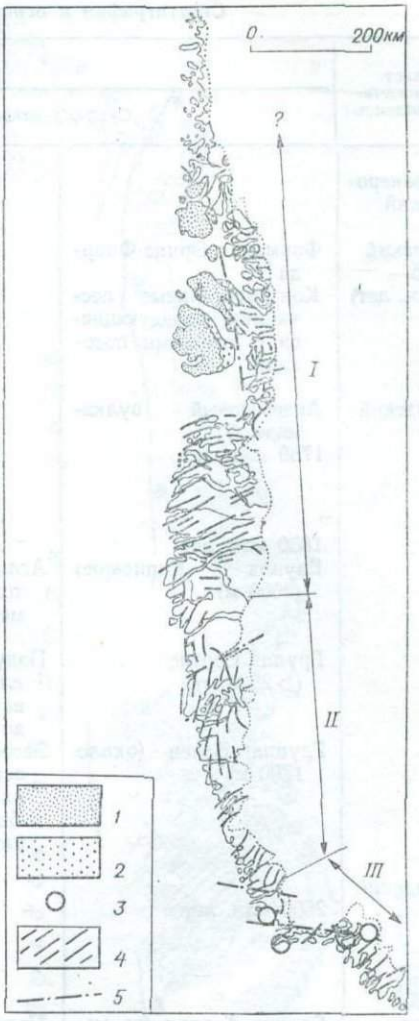


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Западной Гренландии.

I — нагссуктокиды (гудзонский комплекс); *II* — докетилиды (кенораиский комплекс); *III* — кетилиды (гудзонский комплекс); *1* — третичные платобазальты (Брито-Арктическая провинция); *2* — меловые и третичные отложения; *3* — щелочные интрузии гардарского возраста (выходы отмечены в Южной Гренландии); *4* — докембрийские супракрустальные гнейсы и граниты (тонкие линии — направления трещиноватости); *5* — разломы.

Центральный блок щита расположен между 61° 45′—66° 30′ с. ш. на западном и 62° 15′—64° 10′ с. ш. на восточном побережье острова. Породы, слагающие архейское ядро, представлены главным образом гнейсами гранулитовой или амфиболитовой фации (от гранодиоритовых до кварцево-диоритовых). Среди кристаллических пород архейского возраста встречаются также останцы метаосадочных и метавулканических образований различного состава, а также интрузивных комплексов. Последние представлены плагиоклазовыми основными породами, местами содержащими расслоенные хромиты. Основные интрузии и прослои метавулканических пород в гнейсах могут служить хорошими маркирующими горизонтами.

Центральный блок щита прошел сложное эволюционное развитие, о чем свидетельствует имевшее место в ходе его геологической истории наложение нескольких струк-

Стратиграфия и основные геологические события Южной Гренландии

Возраст (хронологические комплексы)	Породы			Тектонические движения, деформации фундамента и т. д.
	Супракрустальные		Инфракрустальные	
Позднефанерозойский	—	—	Дайки долеритов	—
Гардарский (1275—1000 млн. лет)	Формация Эрикс-Фиорда Континентальные песчаники, чередующиеся с лавовыми потоками		Дайки и интрузии Гардарской провинции щелочных изверженных пород	Значительные дизъюнктивные дислокации в течение всего временно́го интервала (преобладает сбросово-сдвиговый тип)
Кетилидский	Андезитовый вулканизм (?) 1780 млн. лет		Посттектонические граниты, граниты рапакиви, аппиниты	
	1830 млн. лет			Повторная складчатость
	Группа Киписарко (2000 м)	Агломераты, полупелитовые осадки, конгломераты	Граниты, мигматиты, гнейсы и кристаллические сланцы (кульминация регионального метаморфизма)	
	Группа Сортис (>2500 м)	Подушечные лавы, пирокластические образования, прослои осадочных пород	Габбро	
	Группа Вален (около 1700 м)	Эвгеосинклинальные осадки (миогеосинклинальные в основании). Базальные конгломераты		Развитие седиментационных бассейнов
Докетилидский	2600 млн. лет		Долериты (дайки Иггавик) (главный рой даек)	Разрывные нарушения
			Мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы	Повторная складчатость
	Группа Тарток (не менее 2000 м)	Подушечные лавы, пирокластические образования, осадочные породы		
			Метаморфические породы (?) Габбро-анортозиты	

турных планов. В его пределах местами хорошо сохранились метавулканические и метаосадочные останцы чехла. В отличие от кристаллического фундамента, который они перекрывают, было предложено называть эти слабо метаморфизованные и практически не деформированные образования супракрустальными.

Древние породы фундамента подверглись воздействию регионального метаморфизма (гранулитовая фация) приблизительно 3 млрд. лет назад. В пределах высокометаморфизованного комплекса фундамента отмечаются включения гнейсов амфиболитовой фации, которые, очевидно, миновали гранулитовую стадию метаморфизма. Согласно изотопным определениям абсолютный возраст этих пород превышает 3750 млн. лет, т. е. они относятся к древнейшим из известных на земном шаре породам.

Центральную часть фундамента пересекают несколько систем даек основного состава, внедрение которых связывают с периодом вулканической активности, имевшим место приблизительно 2000—2600 млн. лет назад. В пределах архейской глыбы эти дайки не деформированы и имеют вполне «свежий» облик, хотя к северу и к югу от нее, на площадях, подвергшихся воздействию более молодых движений, они были впоследствии смяты в складки и разлинзованы. К северу от центрального блока развит складчатый пояс Нагссугтокид. Наиболее вероятно, что формирование его в этом районе началось в период внедрения даек, т. е. около 2500 млн. лет назад, и, по-видимому, продолжалось с перерывами до 1700 лет назад.

Бо́льшая часть области развития подвижного пояса Нагссугтокид представлена древними гнейсами, преобразованными более поздними подвижками. Вместе с тем между 71° и 72° 30′ с. ш., внутри подвижного пояса, находится останец хорошо сохранившегося осадочного покрова, представленного геосинклинальными метаосад-

ками мощностью до 8000 м. Возраст седиментации этой толщи относительно наиболее ранней деформации южной части пояса Нагссуттокид еще не установлен. Формирование обширных куполов в подстилающих более древних гнейсах обусловило возникновение гравитационной складчатости в метаграувакках, входящих в состав так называемых супраслоев. Возраст как метаосадков, так и переработанных гнейсов по данным калий-аргонового метода составляет 1700—1800 млн. лет.

Гнейсы центральной части фундамента у южной границы своего распространения несогласно перекрываются серией свит, сложенных почти не метаморфизованными породами, накопление которых происходило в течение временно́го интервала между 2000 и 2600 млн. лет назад. В южном направлении степень метаморфизма этих супраслоев постепенно возрастает настолько, что они становятся неотличимы от супракрустальных образований центрального блока. Южная область развития гнейсов известна под названием Кетилидского складчатого пояса.

К северу от Юлианехоба (61° 30′ с. ш.) гнейсы и супракрустальные породы прорываются обширными интрузиями гранитов и гранодиоритов, внедрение которых происходило в течение нескольких временны́х периодов; представляется наиболее вероятным, что эта магматическая деятельность началась приблизительно 2600 млн. лет назад.

К югу от 61-й параллели породы фундамента представлены метаосадками либо образованными по ним гнейсами, секущимися рядом синорогенных и посторогенных интрузивных тел плутонического типа. Супракрустальные породы, которые местами преобразованы до гранулитовой фации метаморфизма, не коррелируются ни с какими метаморфическими образованиями, залегающими севернее площади распространения гранитов. Согласно радиологическим данным возраст последней значительной фазы метаморфизма определяется в 1830 млн. лет.

После внедрения плутонических интрузий, имевшего место около 1700 млн. лет назад, площадь Южной Гренландии подверглась глубокой денудации, предшествующей платформенной седиментации и магматизму гардарского цикла. Гардарские отложения представлены континентальными осадками и конгломератами, содержащими потоки нормальных и щелочных базальтов. В настоящее время выходы этих пород сохранились на ограниченной площади. Широко распространены дайки и интрузии гардарского комплекса — оливиновые габбро, анортозиты, авгитовые сиениты, нефелиновые сиениты (в том числе и их агпаитовые разности) и щелочные граниты. Согласно радиологическим данным возраст позднегардарской плутонической фазы определяется приблизительно в 1150 млн. лет (таблица).

На северо-востоке острова протягивается Каролинидский складчатый пояс, образующий часть северной ветки каледонского пояса Гренландии.

Поздний докембрий и палеозой. Каледонская орогения

На севере и востоке Гренландии кристаллические породы перекрыты верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими толщами континентального или эпиконтинентального происхождения. Фундамент обнажается лишь местами у края материкового ледника. На большем удалении от границ докембрийского щита покровные отложения внешней части кратона переходят в мощные геосинклинальные толщи палеозойского складчатого пояса.

Восточно-Гренландский складчатый пояс. Складчатый пояс Восточной Гренландии соответствует западной части каледонской системы, развитой по обе стороны Северной Атлантики (рис. 3). В Восточной Гренландии (между

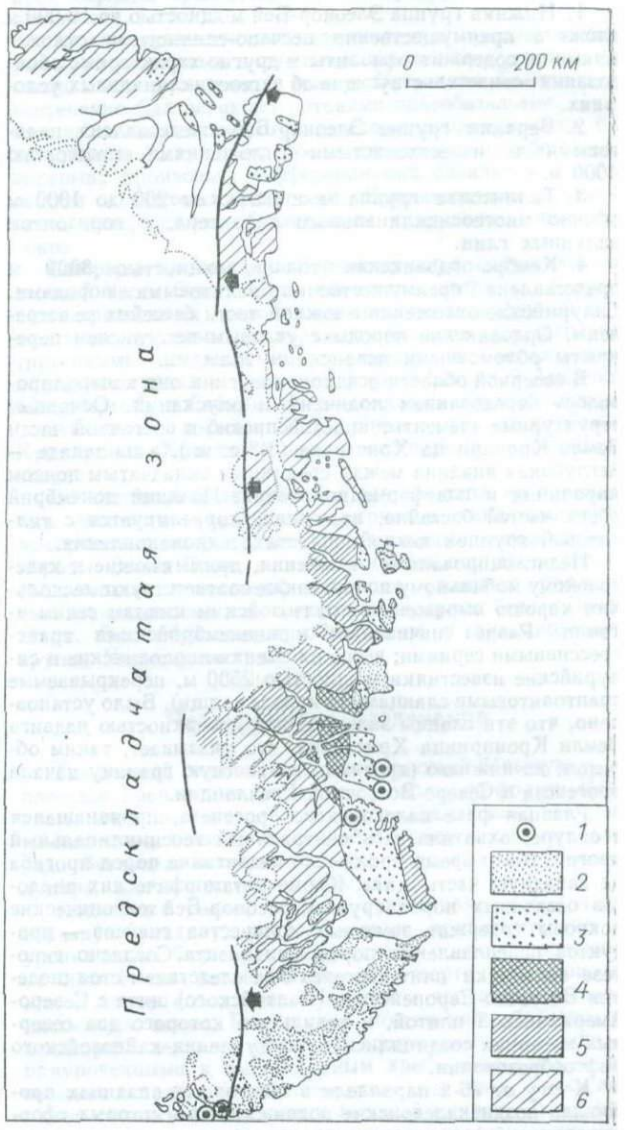


Рис. 3. Схематическая карта Восточно-Гренландского складчатого пояса.

1 — третичные интрузии; *2* — третичные платобазальты (Брито-Арктическая провинция); *3* — постдевонские осадки; *4* — районы проявления мелких орогенических подвижек (верхний палеозой) в пределах бассейна Олд-Ред; *5* — участки развития наложенных структур, обусловленных воздействием относительно поздних орогенических пароксизмов на более ранние структуры; *6* — области распространения структур, сформированных в результате главной каледонской орогении (проявившейся в силуре).

70-й и 82-й параллелями) край орогенического пояса граничит с докембрийским щитом.

Седиментация в докалендонском троге проходила под влиянием растяжения каролинидского фундамента. Центральный хребет, сложенный складчатыми гнейсами, разделяет осадочный бассейн приблизительно по 77-й параллели на северную и южную впадины. К югу от этого водораздела постепенно сформировалась центральная часть Восточно-Гренландской геосинклинали, в которой накопилось около 16 000 м позднекембрийских отложений.

В геосинклинальном разрезе Восточной Гренландии могут быть выделены четыре седиментационных цикла.

1. Нижняя группа Элеонор-Бей мощностью до 10 000 м сложена преимущественно песчано-глинистыми отложениями и содержит офиолиты и другие характерные образования, свидетельствующие об эвгеосинклинальных условиях.

2. Верхняя группа Элеонор-Бей представлена пелитовыми и известковистыми отложениями мощностью 4000 м.

3. Тиллитовая группа мощностью от 200 до 1000 м обычно миогеосинклинального характера, с горизонтом валунных глин.

4. Кембро-ордовикская толща мощностью 3000 м представлена преимущественно пелитовыми породами. Силурийские отложения в южной части бассейна не встречены. Ордовикские породы с угловым несогласием перекрыты обломочными девонскими толщами.

В северной области осадконакопления оно контролировалось чередованием поднятий и опусканий. Основные структурные элементы: краевой прогиб в восточной части Земли Кронпринца Христиана (81° с. ш.), а на западе — неглубокая впадина между срединным складчатым поясом каролинид и платформенной зоной. Поздний докембрий обеих частей бассейна, возможно, коррелируется с тиллитовой группой южной области осадконакопления.

Недислоцированные отложения, примыкающие к каледонскому мобильному поясу, также соответствуют нескольким хорошо выраженным палеозойским циклам седиментации. Разрез начинается нижнекембрийскими трансгрессивными сериями; выше их сменяют ордовикские и силурийские известняки мощностью 2500 м, перекрываемые граптолитовыми сланцами (в кровле толщи). Было установлено, что эти сланцы залегают под поверхностью надвига Земли Кронпринца Христиана, что указывает, таким образом, на нижнюю (древнюю) возрастную границу начала орогенеза в Северо-Восточной Гренландии.

Главная фаза каледонского орогенеза, проявившаяся в силуре, охватила весь центральный геосинклинальный прогиб. В это время произошло надвигание пород прогиба на западную часть щита. Кроме метаморфических аналогов осадочных пород группы Элеонор-Бей тектонические покровы содержат заметные количества гнейсов — продуктов переплавления пород фундамента. Согласно гипотезе тектоники плит орогенез был следствием столкновения Восточно-Европейского (Балтийского) щита с Северо-Американской плитой, в результате которого два северных материка соединились до наступления кайнозойского рифтообразования.

К югу от 76-й параллели в межгорных впадинах произошли позднекаледонские подвижки, при которых сформировались фации древних красных песчаников (см. ниже). На этом этапе экзогенная складчастость сопровождалась небольшими надвигами и гранитными интрузиями. В конце палеозойской эры южная часть континентальной впадины подверглась воздействию слабой складчатости, *сопровождавшейся разрывами в конце орогенного цикла.*

Геологическое развитие двух вышеупомянутых областей седиментации пошло по разному пути, очевидно в зависимости от мощности накопившегося разреза. В центре Восточной Гренландии бо́льшая часть осадочного разреза, а также и нижележащие гнейсы фундамента претерпели метаморфизм и гранитизацию. Интенсивная складчатость сопровождалась мигматизацией и формированием гранитоидного ядра, облекаемого относительно хрупкими сланцами невысокой степени метаморфизма .К северу от барьера, образуемого каролинидами, где мощность отложений была меньше, преобладали пологие надвиги с горизонтальными (боковыми) смещениями. Переработанные гнейсы фундамента были почти полностью мигматизированы.

В центре Восточной Гренландии в грабенообразной межгорной впадине, образовавшейся в конце главной фазы орогенеза, накопилась 7000-метровая толща континентальной молассы, сходная с древними красными песчаниками Британских островов. Она содержит основные группы примитивных, указывающих на средне- и позднедевонский возраст. Гренландский девон — единственная толща, в которой были обнаружены *Ichtyostega* — древнейшие из четвероногих.

Бо́льшая часть площади внешней зоны фиордов позднее девона подверглась воздействию разрывов, простирающихся параллельно современной береговой линии. В карбоне и ранней перми продолжалась континентальная седиментация. Площадь каледонского складчатого пояса Северо-Восточной Гренландии в позднем карбоне начала затопляться трансгрессировавшим морем, постепенно наступавшим в южном направлении, где трансгрессия завершилась в поздней перми. Это знаменовало начало цикла преимущественно морского осадконакопления, продолжавшегося в течение всего мезозоя.

Северо-Гренландский складчатый пояс. Он представляет собой восточное продолжение Иннуитской каледонораннегерцинской складчатой системы северной части Канадского Арктического архипелага, сложенной комплексом складчатых палеозойских пород, накопившихся во Франклинской геосинклинали, и слабо дислоцированных верхнепалеозойских отложений. Этот подвижный пояс простирается параллельно северному побережью Гренландии. На севере Земли Пири (83° с. ш.) граница пояса образована надвигом, отделяющим нижнепалеозойские метаосадочные породы от предположительно третичных вулканитов группы Кап-Вашингтон. На юге складчатые породы сменяются платформенными верхнедокембрийскими (до силурийских) толщами, несогласно перекрывающими докембрийский кристаллический фундамент, который выходит на поверхность только во внутренней части фиорда Виктория. В районе Туле (77° с. ш.) в западной части Северной Гренландии имеется небольшая впадина, в которой докембрийские песчаники залегают на кристаллическом фундаменте.

Как в троговой, так и в шельфовой зоне геосинклинали сохранились довольно полные разрезы отложений от кембрия до силура (венлок—лудлоу). В троге имеются нижнедевонские породы. Платформенный и шельфовый разрезы сложены преимущественно известковистыми породами, особенно это относится к отложениям ордовика и силура. На участке геосинклинального трога разрез представлен главным образом песчано-глинистыми толщами. В шельфовой зоне широко распространены рифы — чаще всего силурийские; в образованиях этого возраста отмечаются сложные фациальные переходы между рифовыми известняками и внерифовыми глинистыми образованиями.

На востоке Земли Пири морские пенсильванские и пермские отложения несогласно перекрывают складчатый нижний палеозой. Останцы их имеются и на юго-востоке, в частности на востоке Земли Кронпринца Христиана, где отложения миссисипского возраста слагают основание разреза.

Палеозойский (девонский) диастрофизм выразился в многофазных деформациях и метаморфизме. Выявлено по меньшей мере три фазы образования субпараллельных зон складок, в большинстве случаев опрокинутых на север, в сторону предполагаемого центра орогена. Степень метаморфизма также возрастает в северном направлении. На северном берегу Земли Пири осадочные породы метаморфизованы до амфиболитовой фации.

Позднефанерозойский (третично-меловой) диастрофизм ознаменовался региональными разрывами, незначительной складчатостью верхнепалеозойско-мезозойско-третичных отложений восточной части Земли Пири, надвигами, и, наконец, региональным метаморфизмом. По главному надвигу на севере Земли Пири нижнепалеозойские филлиты и кристаллические сланцы были перемещены к северу, они перекрыли вулканические образования группы Кап-Вашингтон.

Нескладчатые мезозойские и третичные отложения

Восточная Гренландия. К востоку от каледонского горного пояса, между 70° и 75° с. ш., широко развиты мезозойские отложения. В центральных районах этой провинции триасовые породы согласно залегают на пермских, причем характер разреза изменяется от морского в нижней части толщи до континентального в верхней. Богатая аммонитовая фауна морских осадков сходна с раннетриасовой фауной Канады и Шпицбергена. Позвоночные представлены различными видами акул, ганоидных рыб, кроссоптеригий и покрытоголовых. Континентальные толщи коррелируются с мушелькальком и кейпером Центральной Европы. *

Свита 400-метровой мощности лимнических рэт-лейасовых отложений в районе Скорсбисунна (70° с. ш.) содержит флору, богатую видами, сходными с таковыми верхнего триаса — нижней юры Центральной Европы. Почти непрерывный разрез преимущественно морских юрских отложений несогласно перекрывает рэт-лейасовые толщи. Их аммонитовая фауна сопоставляется с юрскими аммонитами Северной Европы. Морская меловая седиментация продолжалась непрерывно до кампана; фауна здесь очень сходна с фауной североевропейского мела. Третичные отложения (эоцен, олигоцен и миоцен) развиты лишь на изолированных участках в районе распространения предэоценовых базальтовых потоков, залегающих непосредственно на фундаменте. Эти базальты, для которых радиоизотопными методами определен палеоценовый возраст (60 млн. лет), по-видимому, знаменовали начало первой фазы рифтообразования и спрединга в морях Лабрадор и Норвежском [Vogt P. R. e. a., 1969, 1972].

Район между 68° и 70° с. ш. покрыт платобазальтами Брито-Арктической провинции, мощность которых в прибрежной зоне достигает 4000 м и уменьшается по направлению к ледниковому щиту.

К северу от Скорсбисунна палеозойские и мезозойские отложения прорваны сиенитовыми и гранитными интрузиями третичного возраста. С внедрением этих интрузий связано формирование рудных жил и штоков, содержащих галенит, сфалерит, халькопирит и молибденит. В зоне докембрийских гнейсов, непосредственно к югу от платобазальтов, располагается третичный сиенито-габбровый интрузивный комплекс, включающий, в частности, породы широко известного Скаерггардского плутона.

Западная Гренландия. Под базальтовым покровом в Западной Гренландии между 69° и 72° с. ш. сохранился разрез меловых и нижнетретичных отложений мощностью около 2000 м, залегающих на докембрийском фундаменте. В нижних, озерных, пластах выделяются две флористические группы: Коме гольтского возраста и Атане, по-видимому, сеноманская. В вышележащих, преимущественно морских слоях обнаружена третья группа флоры — Потут, а также иноцерамусы. На п-ове Нугссуак (71° с. ш.) сенонские породы несогласно перекрыты дат-палеоценовыми отложениями. Конгломераты, песчаники и битуминозные глинистые сланцы содержат фауну моллюсков, очень сходную с фауной датских и монтских отложений Европы. Появление туфовых горизонтов свидетельствует о начавшейся в датское время вулканической деятельности.

Монтский ярус прибрежного о. Диско также представлен озерным разрезом с позднеатаникердлукской флорой. Распределение видов в последовательных флористических комплексах свидетельствует о понижении к концу третичного периода среднегодовых температур на территории провинции.

Началу вулканической деятельности предшествовало развитие разрывных нарушений. После извержения подушечных лав весь регион (как и Восточная Гренландия) постепенно был перекрыт потоками платобазальтов. Нижняя часть базальтовой толщи сложена оливиновыми базальтами и пикритами; после относительно небольшого перерыва произошла дифференциация базальтов с выделением толеитовых разностей. Вулканическая деятельность завершилась образованием трахиандезитовых потоков.

Северная Гренландия. Верхнепермские песчаники восточной части Земли Пири сменяются вверх по разрезу нижнетриасовыми песчаниками и глинами с фауной позвоночных, относимыми к верхам скифского яруса, и среднетриасовыми отложениями с анизийскими аммонитами; последние сходны с триасовой фауной Северной Америки, Шпицбергена и Сибири. Озерные осадки с растительными остатками на востоке Земли Пири и песчаники Земли Кронпринца Христиана имеют меловой (до третичного) возраст.

Об активной вулканической деятельности на протяжении мелового — третичного периодов свидетельствуют многочисленные рои даек, прорывающих метаосадочные породы Земли Пири, а также последовательность полого залегающих, неметаморфизованных слоистых риолитовых и андезитовых лав и туфов на северном берегу Земли Пири. Эти образования объединены в вулканогенную группу Кап-Вашингтон.

Четвертичное оледенение

Гигантский ледяной щит, покрывающий бо́льшую часть площади Гренландии, имеет линзообразную форму. Мощность льда в центральной части ледникового покрова («Айсмитте»), в месте последней зимовки и смерти Альфреда Вегенера, основоположника гипотезы материкового дрейфа, составляет около 3000 м.

Подледный рельеф острова представляет собой чашеобразную впадину, расположенную приблизительно на уровне моря. Формирование ледового покрова произошло от 2 до 4 млн. лет назад, перед четвертичным периодом или в самом его начале. Полагают, что в центральных низменных зонах Гренландии постепенно образовались предгорные ледники, питавшиеся фирновыми скоплениями, приуроченными к высокогорным хребтам восточного побережья острова. В конечном итоге отдельные языки ледников слились и образовали ледовый покров. Этому процессу немало способствовало нараставшее изменение альбедо, вызванное увеличением площади распространения центрального ледника. Через какое-то время было достигнуто состояние равновесия между аккумуляцией и абляцией фирнового льда; это равновесие сохраняется и в настоящее время. Вероятнее всего, ледяной щит существовал в течение всего четвертичного периода, хотя имеются указания на то, что площадь распространения внутренних льдов иногда была меньше современной.

Как явствует из морфологических особенностей и из имеющихся характеристик постледникового поднятия, по крайней мере в эпоху висконсинского оледенения, прибрежные плато Западной Гренландии были почти полностью покрыты льдом. Несмотря на расхождения измеренных значений максимальных высотных отметок положения современной береговой линии, имеющиеся данные свидетельствуют о выдержанной тенденции, выразившейся поднятием прибрежной полосы суши на 110—150 м над современным уровнем моря.

Измерения постледникового поднятия показывают также, что характер распределения центрального ледяного щита сохранился без существенных изменений с бореаль-

---

* Мушелькальк («раковинный известняк») и кейпер — стратиграфические ярусы среднего и верхнего триаса Европы соответственно. — *Прим. пер.*

ного времени. В период климатического оптимума атлантического и суббореального времени материковый лед распространился на Северную Гренландию; в субатлантическое время край ледника снова отступил. В средние века отмечалось общее незначительное наступание ледника. Однако в начале XX столетия эта тенденция сменилась обратной, и в наше время ледниковые языки снова отступают.

Недавнее исследование ледяных кернов, поднятых в центральной зоне ледового покрова (с глубины 1390 м), выявило долгопериодные флуктуации содержания изотопов кислорода в толще льда. Эти данные отражают климатические колебания на протяжении последних почти 100 тыс. лет. Были выявлены колебания климата с периодами в 120, 940 и 13 тыс. лет.

Ян Фондам

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Dawes, P. R., 1971. «The North Greenland fold belt and environs», Bull. Geol. Soc. Denmark, 20, 197—239.

Dawes, P. R., Soper, N. J., 1973. «Pre-Quaternary history of North Greenland», Am. Assoc. Petr. Geol., Mem. 19, 117—134.

Geological Survey of Greenland, 1970. Tectonic-Geological Map of Greenland. Geol. Surv. Greenland. 1 : 2 500 000, compiled by A. E. Escher.

Haller, J., 1970. «Tectonic map of east Greenland (1 : 500 000). An account of tectonism, plutonism, and volcanism in East Greenland», Medd. Groenland, 143 (5).

Haller, J., 1971. Geology of the East Greenland Caledonides. New York: Wiley—Interscience, 413 p.

Vogt, P. R., et al., 1969. «Discontinuities in sea-floor spreading», Tectonophysics, 8, 285—317.

Vogt, P. R., et al., 1972. «Discussion». J. Geophys. Res., 77 (26), 5054—5057.

Weidick, A., 1968. «Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland», Medd. Groenland, 165 (6), 202 p.

КАНАДА

Канада — страна, занимающая второе место в мире по размерам, простирается приблизительно от 41 до 82° с. ш. и охватывает климатические зоны от умеренной до полярной. Общая площадь ее составляет 9,8 млн. км². Естественно, что в пределах столь обширной и многообразной страны представлены самые различные геологические структуры, климаты, ландшафты и т. д. Осадочные породы здесь развиты в объеме всего стратиграфического диапазона — от нижнего докембрия (с абс. возрастом свыше 3 млрд. лет) до голоцена. В Канаде расположены самые крупные в мире обнажения докембрийских пород.



Рис. 1. Основные геологические структуры Канады.
1—3 — континентальный шельф: *1* — Арктический, *2* — Тихоокеанский, *3* — Атлантический.

Четыре основных структурных элемента выделяются в Канаде: это Центральный (Канадский) щит, сложенный докембрийскими породами фундамента; платформенные области, ограничивающие щит с трех сторон; складчатые горные цепи, окаймляющие платформу, и прибрежные равнины, расположенные между горными сооружениями и океаном (рис. 1). У побережий Канады широко развит континентальный шельф.

Канадский щит

Область развития докембрийских пород общей площадью 5 млн. км² занимает бóльшую часть Восточной и Центральной Канады. Она характеризуется выровненной, пенепленизированной поверхностью, напоминающей по форме очень плоское блюдце. В центральной части Канадского щита расположены Гудзонов залив и бассейн, выполненный фанерозойскими осадками, мощность которых составляет около 3000 м. Рельеф восточной окраины щита довольно высокий — относительные превышения на п-ове Лабрадор (горы Торнгат) и на о. Баффинова Земля достигают 1500 м. Восточное побережье щита глубоко изрезано фиордами. Процессы оледенения изменили в значительной степени его доледниковую поверхность эрозией и переотложением осадков. Кроме того, в результате нарушения речной системы и запруживания водотоков образовались озера. Самые большие из них, находящиеся в ряду крупнейших пресноводных озер мира, прорыты ледниками вдоль границы щита и перекрывающих его фанерозойских отложений. К ним относятся озера: Большое Медвежье, Большое Невольничье, Атабаска, Виннипег и Гурон.

Канадский щит подразделен на несколько структурных провинций (см. рис. 13). Такое районирóвание проведено по ряду признаков, в том числе на основе характера простираний и возраста слагающих его структур *. В каждой из провинций породы фундамента представлены метаморфизованными граувакково-зеленокаменными комплексами, интрудированными гранито-гнейсами. Иногда эти комплексы несогласно перекрываются слабо деформированными породами известняково-кварцитовой серии, аккумулировавшимися в устойчивых платформенных условиях. Древнейшие геосинклинальные породы архейского возраста обнаружены в провинциях Верхнего озера и Йеллоунайф; они подверглись складчатости в период кеноранского орогенеза приблизительно 2500 млн. лет назад (табл. I). Платформенные породы следующего, более молодого подразделения докембрия — эфебия ** — залегают на архейских образованиях, развитых в провинциях Йеллоунайф и Верхнего озера, а их стратиграфические аналоги в геосинклинальной фации подстилают узкие деформированные пояса в пределах провинций Черчилл, Большого Медвежьего озера и Южной. Эти геосинклиналь-

---

* По В. Е. Хаину [1971], «структурные провинции» канадских геологов представляют собой фактически глыбы угловатых очертаний, разделенные разломами, вероятно глубинными, местами выраженными у поверхности надвигами. — *Прим. пер.*

** Наиболее раннее (перед геликием) подразделение в трехчленной схеме разделения протерозоя Америки. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 1

Докембрийские подразделения Канады

Приблизительный возраст, млн. лет	Стратиграфические подразделения	Орогенез
950	Гадриний	Гренвильский
1400	Геликий	Элсонский
1700	Эфебий	Гудзонский
2500	Архей	Кеноранский

ные породы эфебского возраста были деформированы во время гудзонского орогенеза около 1700 млн. лет назад. Платформенные отложения геликийского возраста несогласно залегают на эфебских породах провинции Черчилл, но стратиграфические аналоги этих пород, развитые в провинции Гренвилл, подверглись интенсивной складчатости во время гренвильского орогенеза приблизительно 950 млн. лет назад. Перекрывающие их слабо деформированные платформенные породы датируются гадринским возрастом *.

Хотя в докембрийский период Канадский щит был местом неоднократных проявлений орогенезов, в фанерозойское время он представлял собой стабильный массив, заливавшийся эпиконтинентальными морями и обнажавшийся при их отступлении, но сохранявший устойчивость по отношению к силам сжатия, действующим вдоль континентальных окраин. Полагают, что такое состояние характерно для кратона и, следовательно, Канадский щит является ядром Северо-Американской платформы.

Платформенные области

Окаймляющие Канадский щит палеозойские и мезозойские отложения обычно несогласно залегают на породах докембрия. По геофизическим данным и результатам бурения поверхность кристаллического фундамента прослеживается под толщей осадочных пород до окраинных орогенических поясов. Участки докембрийского фундамента, покрытые фанерозойским осадочным чехлом мощностью от нескольких метров до 1 км и более, получили название плит, образующих внешнюю часть Северо-Американского кратона. Эти платформенные области, окаймляющие собственно Канадский щит, в физико-географическом плане представлены низменностью Св. Лаврентия, Великими равнинами и Арктическим архипелагом. Восточная часть низменности Св. Лаврентия является частью рифтовой системы, протягивающейся от зал. Св. Лаврентия в юго-западном направлении через северную к центральной части США. Отрезок этой системы, прослеженный на территории провинции Онтарио, представляет собой пологопадающую моноклиналь, сложенную породами от кембрийского до девонского возраста и разделенную сводом северо-восточного простирания.

Плита Великих равнин в пределах Канады осложнена впадинами, выполненными палеозойскими и мезозойскими осадками мощностью до 3000 м, и сводами, где мощность осадочного чехла становится минимальной. Крупнейшая из таких впадин — Западно-Канадский седиментационный бассейн — распространяется на площади, охватывающей бо́льшую часть провинций Альберта и Саскачеван и частично Юго-Западную Манитобу. На северо-западе он ограничен сводом Пис-Ривер, на юго-востоке — Трансконтинентальным сводом.

Разделение на впадины и своды характерно также для Арктической плиты, однако слагающий ее палеозойский чехол значительно менее мощный, чем развитый в области Великих равнин.

Орогенические пояса

Аппалачская горная система целиком занимает территорию канадских провинций Новая Шотландия, Нью-Брансуик, Ньюфаундленд и юго-восточную часть провинции Квебек. Аппалачская геосинклиналь заполнялась осадками от позднего кембрия до девона. Они были деформированы и интрудированы на различных этапах раннепалеозойского развития геосинклинали. Кроме того, слагающие ее породы подверглись интенсивной складчатости, внедрению гранитных батолитов и метаморфизму в период акадского орогенеза (средний и поздний девон). В каменноугольный период часть Аппалачской складчатой системы в пределах Ньюфаундленда, Новой Шотландии и Нью-Браунсуика была разбита на отдельные, ограниченные сбросами бассейны, заполнявшиеся морскими осадками, а позднее — континентальными отложениями, содержащими мощные угольные пласты. Глыбовые дислокации и континентальное осадконакопление в бассейнах возобновлялись в триасовый период.

Североамериканские Кордильеры, ширина которых в Канаде составляет около 700 км, подразделяются (с востока на запад) на зоны предгорий, хребтов Скалистых гор, плато и Береговых хребтов. Пояс предгорий, приуроченный к восточной части Кордильерской складчатой системы, сложен разбитыми на блоки мезозойскими песчаниками и глинистыми сланцами, перекрывающими известняки палеозоя. Хребты Скалистых гор ограничены взбросами и представлены блоками, сложенными палеозойскими известняками и кварцитами. Эти блоки перемещены в восточном направлении вдоль глубоко заложенного надвига, плоскость которого проходит по поверхности докембрийского фундамента. Центральное плато отделяется от зоны хребтов прямолинейным грабеном меридионального простирания, выраженным в рельефе речными долинами и получившим название «рва Скалистых гор». На территории Юкона он продолжается в виде разлома Тинтина. Происхождение этих разрывных структур остается неясным, хотя, по-видимому, в их образовании играли роль как глубинные тектонические процессы, так и воздействие оледенений, что и нашло отражение в большинстве посвященных этому вопросу гипотез.

Плато сложено метаморфическими и изверженными породами от докембрийского до кайнозойского возраста. Береговые хребты Британской Колумбии образованы средне- и позднемезозойскими батолитами, но имеются также участки, сложенные метаморфизованными осадками (останцами первоначального выполнения геосинклинали) и континентальными отложениями мезозоя и кайнозоя, накапливавшимися в посторогенных бассейнах.

Кордильерская геосинклиналь состояла из ряда впадин и сводов, куда поступали осадки в течение широкого временно́го диапазона — от конца докембрия до кайнозоя. Ранние периоды деформации, по-видимому, имели место в среднем и позднем палеозое.

В мезозое геосинклиналь испытала воздействие нескольких орогенезов, в результате чего бассейны постепенно сузились до узких трогов, а поднятия соответственно расширились. Эти весьма важные этапы тектонического развития региона (из которых, впрочем, не все оказали воздействие на геосинклиналь в целом) включают талтанский (средний триас), инклинийский (поздний триас —

* Гадриний — самое позднее подразделение в трехчленной схеме протерозоя геохронологии Америки. — *Прим. пер.*

ранняя юра), нассийский (средняя юра) и колумбийский орогенезы. Последний разделяется на три фазы, проявившиеся в поздней юре, раннем мелу и в начале позднего мела соответственно. Колумбийский орогенез был наиболее активен в центральном и прибрежном секторах рассматриваемого региона. Зоны Скалистых гор и предгорий подверглись деформации в самом конце мела и в начале кайнозоя, в период действия ларамийского орогенеза.

Иннуитский орогенический пояс пересекает архипелаг Парри и изгибается к северу, проходя через о. Элсмир и северное побережье Гренландии. Осевая часть этого пояса, представленная грауваккоовой серией, характеризуется интенсивным метаморфизмом, внедрением интрузий и вулканической деятельностью. Перекрытая на территории западных островов мезозойскими и кайнозойскими отложениями, она в северной части о. Элсмир воздымается и обнажается на дневной поверхности. В раннем палеозое на месте Иннуитского орогенического пояса располагалась Франклинская геосинклиналь. Этот пояс подвергся складчатости в период элсмирского орогенеза и в конце девона, хотя отмечаются и более ранние тектонические движения.

Прибрежные равнины и континентальные шельфы. Оледенения

Большинство осадков, аккумулировавшихся на континентальных окраинах Канады, находится ниже уровня океана и слагает континентальные шельфы. Атлантический континентальный шельф Канады является продолжением Атлантической прибрежной равнины и шельфа США. У берегов Новой Шотландии, где ширина шельфа составляет около 200 км, развиты кайнозойские и мезозойские отложения мощностью около 10 км, образующие осадочный клин, резко сужающийся по направлению к глубоководным районам океана. Вдоль внешнего края шельфа расположены относительно мелководные банки, наиболее крупная из которых — Сейбл-Айленд. В результате проведенного здесь сейсмопрофилирования были обнаружены диапировые структуры, свидетельствующие о наличии под шельфовыми осадками соляных интрузий, относящихся, по-видимому, к нижнемезозойской эвапоритовой серии.

Донный рельеф у западного побережья настолько неровен, что эта подводная зона, по-видимому, не может быть отнесена к собственно шельфу. Однако на ее внешнем крае в относительно глубоководных впадинах аккумулировались верхнемезозойские и кайнозойские осадки. Вначале эти впадины заполнялись в основном лавовыми потоками и пирокластическим материалом. В более позднее время среди осадочных пород преобладали морские и континентальные песчаники.

Обширная впадина Свердрупского бассейна, перекрывающая западную периферическую часть Иннуитского орогенического пояса, заполнена отложениями от позднепалеозойского до кайнозойского возраста, прорываемыми эвапоритами. Последние на поверхности представлены гипсами и ангидритами, однако по данным гравиметрии на глубине могут быть обнаружены соли. Отложения Свердрупского бассейна были интенсивно дислоцированы во время юриканского орогенеза в среднем кайнозое, в результате воздействия которого произошло внедрение эвапоритов в антиклинальные складки и вдоль плоскостей сбросов.

Слабо уплотненные обломочные отложения Арктической прибрежной равнины датируются позднекайнозойским возрастом. Они обнажаются в пределах узкой зоны, протягивающейся вдоль северо-западного побережья Арктического архипелага. Полагают, что аналогичные отложения образуют осадочный чехол континентального шельфа Северного Ледовитого океана и прослеживаются на расстоянии 160 км на океаническом дне.

В течение плейстоцена рельеф Канады неоднократно изменялся под воздействием многочисленных оледенений. Однако на большей части ее территории трудно установить отчетливые признаки наступления ледников; обнаруженные гляциальные отложения отражают лишь стадии их отступления. Материковый ледник, центр которого был расположен в районе Гудзонова залива, получил название Лаврентийского ледникового щита. Канадские Кордильеры целиком перекрывались ледниками, под которыми оказались погребены практически все горы, за исключением самых высоких вершин. Лишь несколько квадратных километров на территории Юкон не были охвачены оледенением.

Минеральные ресурсы, их разведка и добыча

Хотя разведчики XVII и XVIII вв. оставили несколько отрывочных сведений по вопросам геологии Канады, более или менее систематические геологические исследования на ее теоритории начались только в 1842 г. Первое фундаментальное описание коренных пород центральной части Канады появилось в 1863 г. Однако вплоть до 50-х годов нашего столетия геологическое картирование проводилось довольно медленно. При этом основные усилия Геологической службы Канады были направлены на детальные исследования районов, представляющих экономический интерес. Использование технических средств, в том числе вертолетов, для транспортировки крупных геологических партий позволило завершить в течение 50—60-х годов геологическое картирование практически всей территории Канады.

Нефть. Одни из первых нефтепроявлений на территории Канады были обнаружены в юго-западной части провинции Онтарио в конце 50-х годов XIX в. Нефтяные месторождения Онтарио, приуроченные к девонским доломитам, силурийским рифовым известнякам, доломитизированным известнякам ордовика и песчаникам кембрия, долгое время оставались непревзойденными по добыче «черного золота», вплоть до открытия более богатых залежей нефти и газа в бассейне Западной Канады. Большинство этих месторождений расположено в пределах провинции Альберта, однако незначительное количество нефти добывается в Саскачеване, юго-западной части Манитобы и в пределах Северо-Западных территорий. В 1970 г. запасы оценивались в 8,5 млрд. баррелей (около 1,15 млрд. т) нефти и 1,5 трл/м³ природного газа, 60% запасов нефти Западной Канады сосредоточены в рифовых известняках средне- и позднедевонского возраста, залегающих в области Западных равнин. Другие важные источники нефти обнаружены в миссисипских известняках (11%) и меловых песчаниках (20%). В зоне предгорий Скалистых гор ловушки газа и нефти обнаружены в палеозойских известняках и приурочены к антиклиналям сложного строения. Согласно существующим оценкам в битуминозных песчаниках Атабаски содержится 626 млн. баррелей (84,5 млн. т) тяжелой нефти. Эти песчаники по общему признанию являются одним из крупнейших нефтяных месторождений мира. Они эксплуатируются в настоящее время методом открытой добычи, однако извлечение нефти из них все же представляет значительные трудности. По всей вероятности будущими нефтяными провинциями Канады окажутся Иннуитский район, Свердрупский бассейн, платформенные области Юкона и Северо-Западных территорий, а также континентальный шельф канадского Атлантического побережья.

Уголь. Самые крупные залежи жирных коксующихся углей обнаружены среди меловых отложений в области равнин, предгорий и в Скалистых горах провинции Альберта. Уголь добывается из небольших месторождений, расположенных вдоль Тихоокеанского побережья. Добыча угля производится также способом открытой разработки из кайнозойских угленосных отложений в провинции Саскачеван.

Рудные и нерудные полезные ископаемые. Разработка полезных ископаемых в районах Канадского щита, Кордильер и Аппалачей выдвинула Канаду на одно из первых мест в мире по добыче никеля, меди (и других цветных металлов), железа, золота и урана.

Основными рудными ископаемыми в Аппалачской складчатой системе являются цветные металлы в районе Батерста (провинция Нью-Брансуик). Успешная разведка асбеста в серпентинизированных ультраосновных породах, развитых в юго-восточной части провинции Квебек, сделала Канаду ведущим поставщиком этого минерала в капиталистическом мире.

Наиболее ценными металлическими ископаемыми, добываемыми в пределах Канадского щита, являются железо, никель, медь, цинк, золото и уран. Самые крупные месторождения железа, представленные полосчатыми джеспилитами, приурочены к железорудным формациям Лабрадорского трога в районах Лабрадора и Квебека.

Бóльшая часть никеля добывается на месторождениях прогиба Садбери в центральной части провинции Онтарио. Недавно, открытые месторождения медноникелевых руд районов озер Линн-Лейк и Томпсон вносят существенный вклад в добычу никеля. Медь добывается из медно-никелевых руд района Садбери и из многочисленных медноцинковых залежей, обнаруженных в провинциях Квебек, Онтарио и Манитоба.

Месторождения золота встречаются главным образом в поясах развития зеленокаменных пород в провинции Йеллоунайф и в районе Верхнего озера на Канадском щите. Кроме того, золото попутно получают из некоторых комплексных руд. Основная часть урана извлекается из конгломератов к северу от оз. Гурон в провинции Онтарио.

В Кордильерах в значительном количестве добываются следующие металлы (перечисленные ниже в порядке их убывающей ценности): свинец, золото, медь, серебро и цинк. На крупнейшее полиметаллическое месторождение этой территории — Сулливан — приходится почти половина добычи металлических руд в провинции Британская Колумбия.

Открытие россыпного золота на участке Карибу положило начало первой канадской «золотой лихорадки» в 70-х годах прошлого столетия. В конце XIX в. золото было обнаружено в районе Клондайка (территория Юкон). Из этих месторождений, расположенных в пределах не испытавшей воздействия оледенений части страны, на сегодняшний день извлечено золота на общую сумму 250 млн. долл.

Прогресс, достигнутый Канадой в освоении минеральных ресурсов, может быть особенно наглядным, если сравнить старателя вчерашнего дня, тащившегося сквозь кустарник и промывавшего золотоносный песок, с современным геологом или геофизиком, интерпретирующим данные аэрофотосъемки, полученные с применением новейших приборов. Радиометрическая, электромагнитная, гравиметрическая и другие виды съемок стали ныне обычными методами, помогающими вести поиски и разведку полезных ископаемых. Картирование ореолов рассеяния металлов в почвах, их содержания в растениях и природных водах также широко используются канадскими геохимиками для обнаружения месторождений минерального сырья.

К. У. Стирн

АРКТИЧЕСКИЙ АРХИПЕЛАГ

Острова Канадского Арктического архипелага расположены к северу от материковой Канады; для удобства изложения мы рассмотрим в этом разделе также примыкающие к архипелагу большие полуострова Бутия и Мелвилл. Этот почти лишенный растительности и постоянного населения край — один из обширнейших архипелагов земного шара. В широтном направлении он протягивается на 2500 км, а расстояние от побережья Канады до северной оконечности архипелага составляет 2000 м. Из-за тяжелых льдов морской подход к большинству островов возможен лишь в течение летнего сезона. У северо-западной окраины архипелага проходит круглогодичная граница паковых льдов Северного Ледовитого океана.

Геоморфология и структурные провинции

В обобщенном виде поверхность Канадского Арктического архипелага напоминает гигантское деформированное блюдо треугольной формы, наклоненное таким образом, что его северо-западная часть оказалась опущенной, восточная — приподнятой; северный край поднят по разлому и образует наиболее возвышенную область; центральная часть изборождена расходящимися грядами и разделяющими их неглубокими прогибами. В пределах архипелага представлены буквально все виды ландшафтов — равнины, низменности, возвышенности, нагорья и горы. Наиболее приподнятые участки расчленены долинами и глубоко врезанными руслами водотоков.

Границы между некоторыми физико-географическими областями во многих случаях постепенные. Тем не менее геоморфологические, структурные и стратиграфические провинции в общем довольно хорошо совпадают. Так, например, равнины, низменности и плато обычно соответствуют участкам распространения ненарушенно залегающих осадочных пород, а возвышенности, нагорья и горы в рельефе представляют собой выступы метаморфического фундамента Канадского щита и более молодых складчатых поясов.

Структурные провинции Арктического архипелага могут быть объединены в два крупных региона *. Центральный устойчивый регион на юге и Иннуитский складчатый регион в северной части Канадского Арктического архипелага (табл. 2). Первый включает прогибы, своды и Канадский щит южной половины архипелага и является продолжением Центральной устойчивой области Северной Америки. Второй регион представлен дугообразными складчатыми поясами, основные орогенические фазы которого проявились в позднем докембрии, среднем палеозое и в среднетретичную эпоху. В состав этого региона входят Франклинская геосинклиналь и Свердрупский бассейн. Франклинская геосинклиналь — это крупная депрессия, бывшая областью почти непрерывного осадконакопления с позднего кембрия до позднего девона; Свердрупский бассейн представляет собой обширную впадину (синеклизу), наложенную на складчатые геосинклинальные образования и вмещающую почти непрерывный разрез отложений от миссисипского (визе) до неогенового возраста.

Арктическая прибрежная равнина представляет собой узкую полосу суши с низменным рельефом, сложенную

---

* Арктический архипелаг подразделен канадскими геологами [Thorsteinsson R., Tozer E. T., 1970] на следующие структурные провинции (с юго-востока на северо-запад): третичная вулканическая провинция, Канадский щит, геосинклиналь Франклина, Свердрупский прогиб (бассейн), горст Принс-Патрик, Арктическая прибрежная равнина. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 2

Генерализованная стратиграфическая таблица различных районов Канадского Арктического архипелага

Возраст		Центральный устойчивый регион		Иннуитский регион	
		Западная часть (острова Банкс, Виктория)	Восточная часть (п-ов Бутия, Баффинова Земля, острова Принца Уэльского, Сомерсет)	Западная и центральная части (зап. часть островов Королевы Елизаветы, о. Аксель-Хейберг, центр. часть о. Эдсмир)	Северная часть (сев. часть о. Эдсмир, сев. часть о. Аксель-Хейберг)
Кайнозой		Гравийники, пески, алевриты, торфяники, до 250			
		Несогласие			
Мезозой	Мел	Стратиграфическое несогласие Глинистые сланцы, песчаники, 1500	Песчаники, глины	Песчаники, глинистые сланцы, угли, 2 000—10 000	
	Юра			Свердрупский бассейн	
	Триас			Стратиграфическое несогласие Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, базальты, туфы, габбро, до 10 000	
Палеозой	Пермь			Песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, конгломераты, до 5 000	
	Пенсильваний			Стратиграфическое несогласие	
	Миссисипий			Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, до 17 000	
		Угловое несогласие			
	Девон	Песчаники, глинистые сланцы	Конгломераты, песчаники, 2 000	Стратиграфическое несогласие Известняки, песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, ангидриты, базальты, до 6 000	
			Местное угловое несогласие		Песчаники, глинистые песчаники, 1 100
	Силур	Доломиты, известняки, глинистые сланцы, 3 600	Доломиты, известняки, глинистые сланцы, ангидриты, внутриформационные конгломераты, песчаники, 4 000—5 000	Франклинская геосинклиналь	
	Ордовик			Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки 15 000	Песчаники, алевролиты, конгломераты, граувакки, известняки, глинистые сланцы, вулканические породы, 20 000
	Кембрий			Глинистые сланцы, доломиты, известняки, ангидриты 6 000—16 000	Песчаники, известняки, нечистые песчаники, вулканические породы, глинистые сланцы, 2 000—4 000
		Стратиграфическое			Глинистые сланцы, глинистые известняки, доломиты, песчаники, конгломераты, вулканические породы, 7 500
		Песчаники, 400	Песчаники, доломиты, внутриформационные конгломераты, 300—2 000	несогласие	Несогласие
Протерозой	Гадриний	Несогласие		Песчаники, глинистые сланцы, известняки, доломиты, 3 000	
		Диабазы	Диабазы		
		Базальты 1 000 Известняки, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, гипсы, 11 000	Кварциты, песчаники, доломиты, глинистые сланцы, 10 000—15 000	Доломиты, конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, 5 600	Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, зеленокаменные сланцы, известняки, мраморы, аспидные сланцы, песчаники, кремнистые сланцы, вулканические породы
	Геликий		Кварциты, вулканические породы, 5 500		
	Эфебий	Канадский щит			
Архей		Граниты, гранодиориты, пегматиты, мигматиты, гнейсы, кварциты, мраморы			

Примечание. Мощности пород приведены в футах (1 фут = 0.3048 м).

палеогеновыми и нижнечетвертичными осадками. Они подстилаются мезозойскими породами на северо-западном борту Свердрупского бассейна. Кайнозойские отложения, по-видимому, продолжаются и в области континентального шельфа на расстояние до 160 км по направлению к океану.

Современный рельеф Арктического архипелага, по всей вероятности, обусловлен историей его геологического развития на протяжении позднего кайнозоя и плейстоцена. Вслед за главной, неогеновой, фазой горообразования произошла пенепленизация, создавшая поверхность, располагающуюся сейчас на различных, иногда очень значительных, высотах. Система проливов, разделяющих в настоящее время острова, очевидно, соответствует затопленной системе речных долин, слегка измененных в ходе плейстоценового оледенения. Наиболее крупные проливы с прямолинейными или дугообразными берегами предопределены грабенами или рифтовыми долинами. Вероятно, рифтовая структура рассекает архипелаг, протягиваясь от Гренландии до моря Баффина. Высота поверхности суши от острова к острову изменяется в значительной степени. Острова архипелага, по-видимому, представляют собой тектонические блоки, разделенные затопленными речными долинами, которые были заложены по разломам. Широко распространены приподнятые пляжи, что свидетельствует о заметных постплейстоценовых изостатических поднятиях.

Геологическое строение

Как правило, в пределах Канадского Арктического Архипелага по направлению с юго-востока на северо-запад происходит постепенная смена древних пород все более молодыми. Комплекс фундамента, протягивающийся вдоль южной и восточной его границ, образован докембрийскими метаморфическими породами Канадского щита. Выше залегают неметаморфизованные верхнекембрийские и более широко распространенные нижнепалеозойские отложения, слагающие ныне разобщенные осадочные бассейны (рис. 2). Нижнепалеозойские толщи на севере переходят в значительно более мощные отложения Франклинской геосинклинали, складчатые, срезанные поверхностями не-

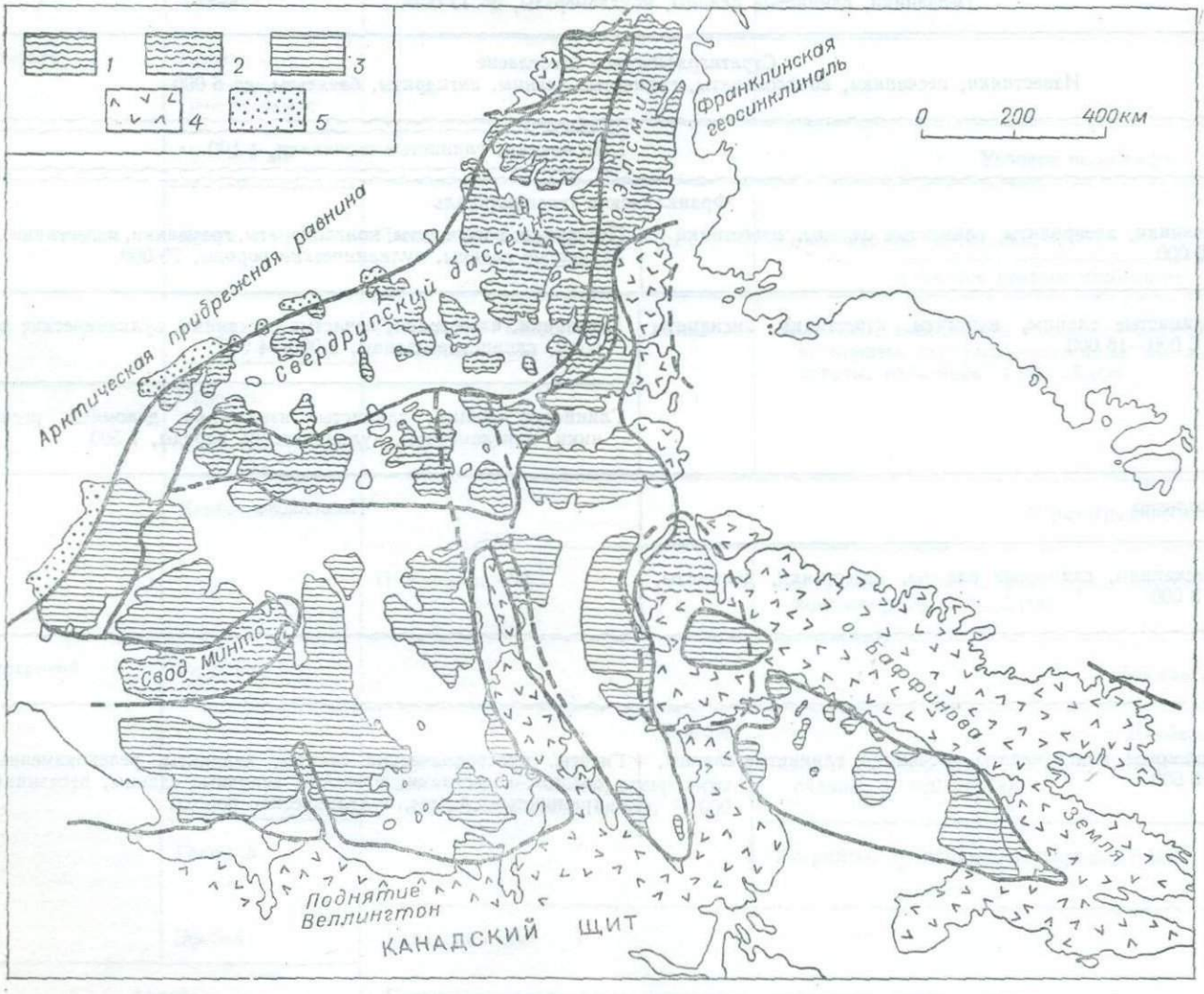


Рис. 2. Структурно-стратиграфические провинции Канадского Арктического архипелага.

Иннуитский р-н: *1* — горы и нагорья, образованные складчатыми породами; *2* — низменности и возвышенности, сложенные слабоскладчатыми отложениями. Центральная платформа: *3* — низменности, равнины и плато, образованные горизонтальными и полого залегающими отложениями; *4* — кристаллические метаморфические породы Канадского щита; *5* — пологие, почти горизонтально лежащие породы Береговой равнины.

согласий и в свою очередь перекрытые мощными верхнепалеозойскими, мезозойскими и третичными осадками Свердрупского бассейна.

Свердрупская синеклиза и более древние структуры были смяты в складки и нарушены разрывными дислокациями в ходе юрикского орогенеза третичного периода — последнего из зарегистрированных на территории архипелага.

Докембрийские метаморфические породы Канадского щита. Породы докембрийского фундамента южной части Арктического архипелага относятся к провинции Черчилл Канадского щита; она сложена архейскими и нижнепротерозойскими осадочными и магматическими образованиями, большей частью метаморфизованными и превращенными в гранито-гнейсы во время гудзонского орогенеза. Возраст их по данным калий-аргонового метода составляет 1,65—1,85 млрд. лет. Породы щита представлены преимущественно гетерогенными полосчатыми сложно дислоцированными гнейсами; лишь изредка встречаются участки массивных, главным образом гранитоидных, пород. Преобладают гранито-гнейсы, часто биотитовые, чередующиеся с биотит-гранат-кварц-полевошпатовыми гнейсами. Среди гнейсов незакономерно распределяются отдельные пятна, зоны и полосы от салических до мафических гнейсовидных пород и кристаллических сланцев, содержащих различные количества амфиболов, гиперстена, эпидота и хлорита. Массивные породы варьируют по составу от аляскитовых до ультраосновных; на юге Баффиновой Земли к ним относятся интрузивные тела, сложенные гранулитами и чарнокитами.

Повсеместно в комплексе фундамента встречаются полосы и зоны парагнейсов или метаосадочных пород. Наиболее часто встречаются гнейсовидные биотитовые кварциты, иногда не содержащие гранаты. С ними в ряде случаев переслаиваются мраморы, железистые породы, амфиболовые сланцы, реликтовые лавовые потоки с подушечной отдельностью, биотит-гранат-силлиманитовые сланцы и другие метаморфические образования, возникшие за счет различных осадочных пород. На некоторых участках линзы и полосы амфиболитов, как полагают, ассоциируют с основными силлами и дайками.

Архейские породы, слагающие Баффинову Землю, интрудированы мощной серией диабазовых даек общего северо-западного простирания. По данным калий-аргонового метода их возраст составляет 1,1—1,2 млрд. лет.

Установлено, что небольшое гранитное тело на севере о. Виктория (протяженность выхода всего 5 км) интрудировало кварциты; по данным изотопных измерений возраст гранитов составляет 2,4 млрд. лет. В этом случае мы наблюдаем выходящее на поверхность «окно» архейских пород Канадского щита. В южной части того же острова выступ пород докембрийского фундамента топографически выражен узкой меридионально простирающейся грядой Веллингтон.

Метаморфические породы островов Элсмир и Аксель-Хейберг. В северной части этих островов обнажаются метаморфические породы неопределенного возраста; возможно, что здесь развиты разновозрастные формации. Некоторые породы, очевидно, могут быть отнесены к выходам фундамента Франклинской геосинклинали.

На о. Элсмир метаморфический комплекс образован биотитовыми, гранатовыми, а также амфиболовыми полевошпатовыми гнейсами, слюдистыми сланцами, кварцитами, мраморами и гранито-гнейсами различного состава. На основании имеющегося несогласия сделан вывод о доордовикском возрасте комплекса, подтвержденном затем данными изотопии (550 ± 35 млн. лет). На о. Аксель-Хейберг в состав комплекса входят как осадочные, так и вулканогенные породы, метаморфизованные до стадии зеленых сланцев. В результате стратиграфической корреляции был установлен их кембрийский или более ранний возраст, что, кажется,подтверждается и радиологическими определениями — 535 ± 49 млн. лет. Таким образом, оба комплекса представлены кембрийскими или более древними породами, претерпевшими метаморфизм в кембрии или гадринии.

Среди метаморфических комплексов встречаются массивные, почти неизмененные граниты, а также нориты, перидотиты и дуниты. Возможно, их внедрение связано именно с той орогенической фазой, во время которой была деформирована Франклинская геосинклиналь.

Верхнедокембрийские осадочные породы Канадского щита. В центральном платформенном регионе Канадского Арктического архипелага отмечаются часто небольшие, иногда более значительные по площади выходы слоистых, сравнительно слабо нарушенных докембрийских пород; в тех случаях, когда маломощный палеозойский покров отсутствует, они обнажаются в виде изолированных останцов или отдельных участков на поверхности кристаллических образований Канадского щита. Докембрийские отложения с резким угловым несогласием залегают на эродированных гнейсах фундамента и в свою очередь перекрываются (иногда с чуть заметным несогласием) отложениями нижнего палеозоя. На основе указанных взаимоотношений пород и в результате определений абсолютного возраста ассоциированных с ними вулканических потоков, даек и силлов установлен гадринский и неогеликийский возраст этих отложений.

Гадринские и согласно перекрываемые ими предположительно неогеликийские отложения, мощность которых в северо-западной части Баффиновой Земли составляет не менее 6000 м, содержат в основании разреза андезито-базальтовую вулканическую формацию. Выше залегают от тонко- до толстослоистых, преимущественно мелководные пласты песчаников, глин, алевролитов, доломитов и конгломератов. Верхнедокембрийские отложения прорваны диабазовыми дайками северо-западного простирания. На северо-западе о. Виктория и в южной части о. Банкс (рис. 2) локализуется свод Минто, сложенный согласно залегающими толщами известняков, песчаников, алевролитов, глин и гипсоносных пород общей мощностью 3500 м. Эти протерозойские образования несогласно перекрываются базальтовой вулканической формацией мощностью около 300 м. Осадочно-вулканогенная толща во многих отношениях (включая многочисленные и крупные габбро-диабазовые силлы) сходна с верхней частью серии Коппермайн материковой Канады, развитой южнее о. Виктория. Таким образом, эти докембрийские осадочные разрезы, перекрываемые палеозойскими отложениями, вполне могут быть взаимосвязаны. На небольшом участке юго-восточной оконечности о. Элсмир описана толща мощностью около 2000 м косослоистых кварцитов и красных сланцеватых глин с силлами и прослоями вулканогенных пород. Возможно, что эта толща аккумулировалась в позднедокембрийском бассейне, сходные отложения которого широко представлены в районе Туле (Гренландия).

По всей вероятности, 3000-метровая толща кварцитов, красноцветных песчаников, доломитов и глинистых сланцев северо-западной части о. Сомерсет имеет гадринский возраст. Эти породы, несогласно залегающие на гнейсах провинции Черчилл, согласно перекрываются и связаны постепенным переходом с палеозойскими отложениями; среди них широко развиты диабазовые силлы. В толще в изобилии встречаются текстуры, характеризующие мелководные условия осадконакопления.

Верхнедокембрийские осадочные породы Франклинской геосинклинали. Немые доломитовые, конгломератовые, песчаниковые и глинистые формации общей мощностью до 1800 м на востоке и в центральной части о. Элсмир несогласно перекрываются породами от раннекембрийского до силурийско-девонского возраста. Эти докембрийские и палеозойские отложения выполняют Франклинскую геосинклиналь. По направлению к Канадскому щиту докембрийские толщи уменьшаются в мощности и пере-

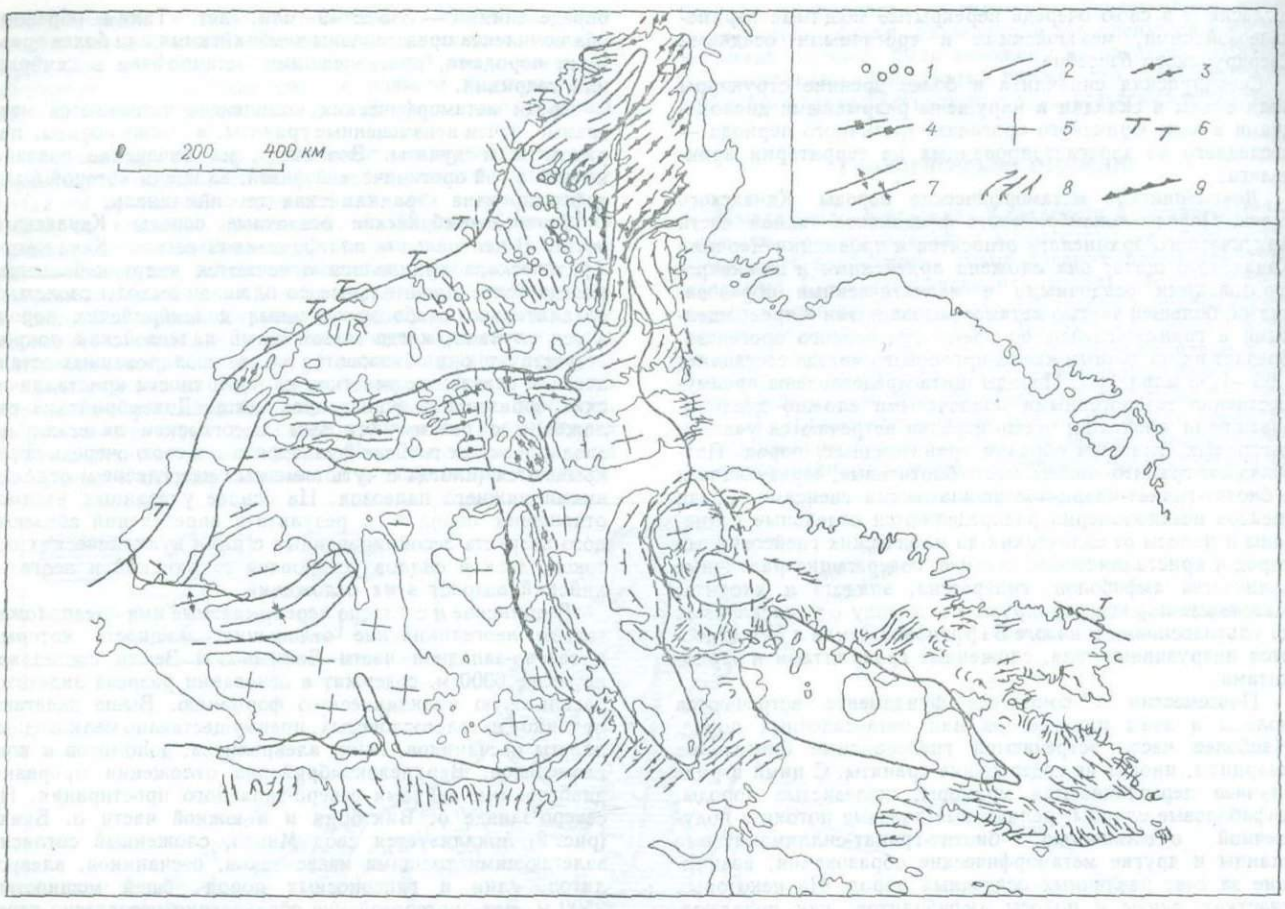


Рис. 3. Структуры Канадского Арктического архипелага и направления их простираний.

1 — гипсо-ангидритовые диапиры; *2* — третичные складки; третичная складка в более древнем складчатом поясе; *3* — среднепалеозойские складки; *4* — раннепалеозойские складки; *5* — структуры Канадского щита; *6* — третичные и (или) мезозойские отложения в небольших структурных впадинах; *7* — складки в верхнедокембрийских породах; *8* — структурные простирания в докембрийских кристаллических породах; *9* — надвиги.

крываются кембрийскими породами; нижняя часть более мощного разреза, сформировавшегося ближе к центру геосинклинального прогиба, не известна. Возможно, что немые толщи, развитые на северо-востоке о. Аксель-Хейберг, одновозрастны с базальным разрезом докембрия юго-восточной части геосинклинали.

Палеозойские породы Центральной платформы. Эродированные породы Канадского щита и реликты позднедокембрийских седиментационных бассейнов с угловым несогласием перекрываются слоистыми, обычно фаунистически охарактеризованными известняками, доломитами, песчаниками и глинистыми сланцами от кембрийского до девонского возраста, относительно маломощными и широко распространенными. Палеозойские отложения развиты во впадинах, разделенных сводами и поднятиями, сложенными породами докембрия (рис. 2 и 3). Палеозойские останцы сохранились на наиболее крупных сводах; это свидетельствует о том, что некогда толщи палеозойского возраста отлагались повсеместно и что своды образовались на относительно более позднем этапе. В принципе возможно, что базальные либо более молодые палеозойские отложения выклинивались к сводам, но доказательства этого пока еще отсутствуют. Более того, установлено, что породы, слагающие часть свода на севере Баффиновой Земли, в кембрийское время были приурочены к области максимального осадконакопления.

Палеозойские отложения центрального платформенного региона почти везде залегают горизонтально или слабо наклонены; вдоль бортов впадины они часто нарушены сбросами. Эти отложения обычно включают нижне- и среднекембрийские песчаники, доломиты и внутриформационные конгломераты, а также известняки, доломиты, внутриформационные конгломераты и ангидриты раннеордовикско-раннедевонского возраста. Во впадинах, граничащих с поднятием Бутия, обнаружены верхне- и среднедевонские известняки и песчаники. В других местах, за исключением участков, примыкающих к Франклинской геосинклинали, они отсутствуют. Основные стратиграфические перерывы приурочены к границе отложений среднего кембрия и нижнего ордовика, а также нижнего и среднего девона. Обнаружены и другие, возможно локальные, несогласия. На севере о. Баффинова Земля зарегистрированы поднятие и несогласие в среднем ордовике. В районе поднятия Бутия породы среднего девона залегают на более древних палеозойских породах, иногда с угловым несогласием.

Мощность нижне- и среднедевонских обломочных и карбонатных отложений изменяется от первых сотен метров в центре и на западе до более 650 м в северной части о. Баффинова Земля. Однако на некоторых участках этих районов кембрийские породы отсутствуют, возможно вследствие эрозии и длительного перерыва в осадконакоп-

лении в позднем кембрии. По данным о мощностях пород высказано предположение о существовании в кембрийский период на севере о. Баффинова Земля седиментационного бассейна. На основании анализа палеотечений устанавливается наличие источников сноса в южных и северо-западных районах этого острова.

Ордовикские, силурийские и нижнедевонские отложения представлены преимущественно карбонатными породами с небольшим количеством ангидритов. Последние фиксируют длительный период покоя, в ходе которого устойчивое медленное погружение способствовало более или менее непрерывному осадконакоплению. По-видимому, в центральном платформенном регионе широко распространены нижнеордовикские отложения общей мощностью до 300 м (известняки, доломиты и глинистые сланцы) с довольно бедными окаменелостями. Вышележащие среднеордовикские и силурийские толщи, наоборот, изобилуют ископаемыми, среди которых следует особо отметить арктические формы средне-позднеордовикской фауны. Ордовикско-силурийские толщи представлены преимущественно известняками и доломитами (в некоторых местах наблюдаются прослои глинистых сланцев и песчаников) мощностью в среднем около 1200 м. В западном бассейне ордовикско-силурийский разрез представлен однообразной толщей доломитов мощностью до 1000 м, несогласно перекрывающей нижнекембрийские породы, а иногда и докембрийские.

Палеозойские породы Франклинской геосинклинали. Это область развития мощных геосинклинальных отложений от протерозойского до среднепалеозойского возраста, расположенная в северной части Канадского Арктического архипелага. Разрез хорошо обнажен на северо-востоке, а также вдоль юго-восточного и южного бортов геосинклинали; центральная часть ее, как правило, погребена под более молодыми отложениями Свердрупского бассейна (рис. 2). Геосинклинальные толщи переходят по простиранию в формации центрального платформенного региона, но суммарная мощность их достигает 12 000 м, в то время как мощность платформенных отложений составляет не более 1800—3000 м. В ходе многочисленных фаз орогенеза (с начала девона до миссисипия) геосинклиналь неоднократно подвергалась складчатости и разрывным нарушениям.

Среди отложений геосинклинали может быть выделено шесть основных фациальных комплексов, иногда связанных друг с другом постепенными переходами: 1) карбонатные фации, часто с мощными эвапоритами; связаны преимущественно с зонами шельфа, расположенными на периферии относительно быстрее погружавшихся участков геосинклинали; 2) фации граптолитовых глинистых сланцев, накапливавшихся в глубоко погруженной осевой зоне геосинклинали; 3) флишевые фации, представляющие собой глубоко погрузившуюся центральную часть впадины, примыкавшую к тектоническим поднятиям; 4) невыдержанные фации песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с эвапоритами и карбонатными породами, образовавшие мощные толщи центральной части бассейна со сменявшимися условиями поднятий и погружений; 5) синхронные обломочные фации, связанные с локальными источниками сноса (тектоническими поднятиями); 6) фации мощных морских и неморских песчаников с прослоями углей и конгломератов; образовались на стадии закрытия геосинклинали или на неоорогенном этапе геосинклинального цикла.

Кембрийские, ордовикские и силурийские карбонатные породы. Карбонатные породы от кембрийского до девонского возраста со значительным количеством эвапоритов и меньшим объемом песчаников в разрезе образуют формации бортовых зон бассейна вдоль юго-восточной и южной границ геосинклинали; их мощность резко возрастает на северо-запад, по направлению к осевой зоне геосинклинали. Возможно, что нижняя часть геосинклинального разреза также представлена карбонатными фациями, однако уверенности нет, так как выходы этих пород отсутствуют.

Кембрийские геосинклинальные отложения известны только в восточной части о. Элсмир, где 1000-метровая толща песчаников и конгломератов отделена поверхностью регионального несогласия от пород докембрия. Выше залегает до 2000 м кембрийских, ордовикских и силурийских известняков, гипсов, ангидритов, доломитов и глинистых известняков. Гипсы и ангидриты широко распространены во многих частях разреза и образуют две мощные толщи; одна из них достигает 800 м. Эти мощные толщи эвапоритов характерны для шельфовых или многеосинклинальных зон.

Ордовикские, силурийские и девонские известняки, доломиты и глинистые известняки наиболее широко распространены в южной окраинной части геосинклинали. Здесь карбонатные отложения переслаиваются с граптолитовыми породами внутренних зон бассейна. На многих участках этой краевой зоны как в области развития карбонатных фаций, так и ближе к центру бассейна в граптолитовых отложениях встречаются рифовые банки.

Ордовикско-девонские граптолитовые отложения. На всем протяжении обнаженных участков Франклинской геосинклинали встречаются граптолитсодержащие глинистые сланцы и глинистые алевролиты. Иногда границу между граптолитовыми и карбонатными фациями удается провести достаточно четко, но в большинстве случаев она довольно расплывчата, чаще всего из-за обилия мощных рифовых образований; иногда, как, например, вблизи поднятия Бутия, эта граница маскируется локальными тектоническими движениями. Мощность граптолитовых отложений возрастает к северу. В северной части о. Элсмир эти отложения сменяются по простиранию флишевыми фациями.

Кембрийско-девонские обломочные породы геосинклинального региона. Мощные толщи внутренних частей бассейна, обнажающиеся в самой северной части Арктического архипелага, сложены нечистыми песчаниками, субграувакками, граувакками, слюдистыми глинистыми сланцами (иногда с примесью песчаных частиц) и нечистыми известняками флишевых фаций. Происхождение этих отложений — аналогов развитых на юге граптолитовых фаций — связано, очевидно, с эрозией тектонических поднятий близ современного континентального шельфа северного побережья. К северу флишевые породы переходят по простиранию в сложный комплекс вулканогенных пород, песчаников, известняков и конгломератов, очевидно отражающий шельфовый тип осадконакопления.

Силурийские и девонские обломочные породы складчатых районов. Полоса поднятий в области развития докембрийского щита и связанная с ней зона складчатости (соответственно поднятие Бутия и складчатый пояс Корнуоллис) протягивается на север, пересекает южную границу геосинклинали и скрывается под отложениями Свердрупского бассейна. Эта зона окаймляется красноцветными конгломератами и песчаниками девонского возраста, образовавшимися за счет размыва пород щита и нижнего палеозоя; указанные отложения вместе с более древними образованиями также смяты в складки и нарушены разломами. Самые древние конгломераты датируются силурийским возрастом. По простиранию эти грубообломочные орогенные фации переходят в нормальные морские песчаники и известняки геосинклинального прогиба.

В северной части о. Аксель-Хейберг развиты девонские красноцветные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и брекчии с туфогенными аренитами, туфами, кератофировыми и спилитовыми лавами. Складки меридионального простирания могут быть результатом проявле-

ния тектонических движений в северной части п-ова Бутия.

Девонские обломочные породы Франклинской геосинклинали. Самые молодые геосинклинальные отложения представлены средне- и верхнедевонскими песчаниками, карбонатными породами и глинистыми сланцами преимущественно обломочных фаций, морских в нижней части разреза и континентальных — в верхней. В большинстве случаев они согласно залегают на граптолитовых отложениях. Иногда, например вблизи поднятия Бутия, в основании среднедевонских отложений фиксируется угловое несогласие. Второе, более молодое, несогласие в районе п-ова Бутия отвечает среднедевонскому этапу тектогенеза.

Нижняя часть верхнедевонского разреза представлена бурыми глинами, алевролитами и песчаниками с карбонатными породами и эвапоритами; некоторые свиты по простиранию переходят в карбонатные фации шельфа. Морские карбонатные породы сменяются вверх по разрезу известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками, глинами и алевролитами с морской фауной и углистыми остатками, а еще выше — континентальными косослоистыми песчаниками с угольными пластами. Верхняя обломочная часть разреза — это кластогенный клин, свидетельствующий о глубоких изменениях тектонических условий развития геосинклинали. Эти самые молодые геосинклинальные отложения были связаны с поднятиями на севере, ныне, видимо, погрузившимися под континентальный шельф.

Складчатые породы Франклинской геосинклинали как ранне-, так и позднедевонского возраста несогласно перекрываются позднемиссисипскими континентальными базальными отложениями Свердрупского бассейна. По-видимому, в течение этого временно́го интервала произошла основная складчатость в отложениях геосинклинали, получившая название элсмирского орогенеза, с которым связывается образование складок широтного и северо-восточного простирания в пределах архипелага Парри и на о. Элсмир (рис. 2 и 3).

Свердрупский бассейн. Отложения Свердрупского бассейна со значительным угловым несогласием перекрывают складчатые породы Франклинской геосинклинали. Отложения бассейна — от визейских до эоценовых — в восточной осевой части, где, по всей вероятности, погружение было максимальным, достигают мощности 15 000 м. Область максимального осадконакопления, по-видимому, смещалась в западном направлении; в течение позднего палеозоя — позднего мезозоя она переместилась от западной части о. Элсмир к западной части о. Аксель-Хейберг. Таким образом, мощности локальных разрезов бассейновых отложений нигде не достигают суммарной мощности разреза Свердрупского бассейна.

Древнейшие отложения Свердрупского бассейна, вероятно локально распространенные, представлены верхнемиссисипскими (средний визе) песчаниками и глинистыми песчаниками с пластами углей; они несогласно перекрыты верхнекаменноугольными породами.

Верхнекаменноугольные (намюр) и пермские отложения — известняки, конгломераты, песчаники, глины, кремнистые сланцы, гипсы и ангидриты — имеют мощность от первых сотен метров до более чем 3300 м. Местами встречаются вулканогенные породы.

На границе позднего карбона и ранней перми накапливался непрерывный разрез морских отложений. Почти повсеместно базальные слои представлены красноцветными конгломератами и песчаниками, реже известняками. Вышележащие толщи образуют четыре фациальные зоны, параллельные оси Свердрупского бассейна. Ближе к его борту приурочены песчаные фации, нижняя часть разреза которых связана постепенным переходом с базальными красноцветами. В осевой зоне развиты фации известняков, алевролитов и кремнистых сланцев. Она окаймляется двумя полосами известняков, а также песчанистых и глинистых их разностей. В бассейне установлено присутствие двух глинисто-ангидритовых пластов. Один из них, пенсильванского возраста, перекрывает в центральной части региона базальные конгломераты; с ним связаны эвапориты, слагающие многочисленные диапиры (купола), характерные для этой части бассейна. Другой пласт (пермского возраста) встречен в юго-восточной зоне развития карбонатных фаций и, по-видимому, не образует интрузивных форм.

Для бортовых зон бассейна характерны быстрое уменьшение мощностей, небольшие несогласия, выклинивания и трансгрессивные залегания отложений.

Верхнепермские осадки, преимущественно обломочные, отделены от нижележащих поверхностью регионального несогласия и заметно трансгрессивны: иногда они перекрывают две подстилающие фациальные зоны или более.

В каменноугольных и пермских отложениях северной части о. Аксель-Хейберг и прилегающей части о. Элсмир встречены базальтовые лавы. То, что аналогичные вулканиты имеются и в центре бассейна, доказывается наличием обломков подушечных лав основного состава и брекчией в прорванных гипсовых куполах островов Эллеф-Рингнес и Амунд-Рингнес.

Мощные мезозойские отложения Свердрупского бассейна отделены от пермских поверхностью параллельного регионального несогласия. Здесь представлен полный разрез триаса, но верхняя часть пермской толщи отсутствует вследствие того, что она не отложилась либо была эродирована. В юрских породах также отмечено несколько несогласий.

Мезозойские породы представлены морскими глинисто-алевритовыми фациями на осевых участках, постепенно сменяющимися по простиранию морскими песчаниками в краевых зонах, особенно на юге и на востоке. Широко развиты песчаные отложения с косыми слойками и знаками ряби, с прослоями темноцветных слюдисто-глинистых сланцев, алевролитов и углей или угленосных пород. Эти континентальные литофации повторяются, перемежаясь с морскими мезозойскими и третичными фациями. Суммарная мощность мезозойских пород в наиболее прогнутых частях бассейна достигает 11 000 м. Однако мощности отложений резко сокращаются к бортам, некоторые толщи выклиниваются и трансгрессивно перекрываются более молодыми. Меловые глины и песчаники распространяются через борт бассейна на юго-запад и, видимо, переходят по простиранию в синхронные толщи вблизи дельты р. Маккензи и даже за границей Аляски.

На некоторых участках в морской толще меловых песчаников и глинистых сланцев залегают потоки базальтовых лав, прослои туфов и маломощные пласты бентонитов. Местами встречаются многочисленные мощные силлы диабазов и габбро, а также гипсовые купола, с которыми иногда связаны кольцевые дайки и массивные интрузии. Изверженные породы встречены только в глинистых отложениях древнее позднемелового возраста, в разрезе которых на двух участках отмечены базальтовые лавы мощностью в первые сотни метров.

Наиболее молодые отложения на территории Свердрупского бассейна представлены песчаными угленосными слоями неогенового возраста. Эти континентальные отложения общей мощностью до 3000 м, в состав которых входят песчаники, глины и бурые угли, перекрывают другие толщи Свердрупского бассейна и встречаются на опущенных крыльях сбросов во многих местах на площади всего архипелага. У западной границы Центральной платформы меловые толщи перекрываются третичными образованиями.

Некоторая часть нижнечетвертичных образований Свердрупской впадины является синорогенным комплексом и представлена конгломератами, что свидетельствует об окончании непрерывного погружения бассейна. Возможно,

что горизонтально залегающие базальты и ассоциирующие с ними слои грубообломочного туфогенного материала в восточной части о. Баффинова Земля связаны с Гренландской третичной вулканической провинцией или даже составляют часть последней.

В неогене, во время юрикского орогенеза, отложения Свердрупского бассейна подверглись складчатости под воздействием преимущественно сжимающих усилий. Сформировавшийся при этом структурный план наследует более древние структурные простирания среднепалеозойского элсмирского орогенеза (рис. 3). Складки западной части бассейна широкие, открытые и следуют меридионально простирающимся раннедевонским структурам *зоны Бутия—Корнуоллис, хотя, может быть, и не связаны* с ними генетически. Интенсивность складчатости возрастает к северо-востоку, здесь складки параллельны раннекаменноугольным элсмирским структурам Франклинской геосинклинали, отложения которой, таким образом, испытали влияние обеих орогенических фаз. Однако воздействие юрикского орогенеза по сравнению с проявлениями элсмирской фазы распространяется значительно восточнее в пределах складчатого пояса о. Элсмир. В Юрикском складчатом поясе широко развиты разрывные нарушения. Возможно, что все или по крайней мере основные движения по плоскостям гигантских надвигов, имеющим северное падение, произошли именно во время юрикского орогенеза.

Гипсо-ангидритовые диапиры осевой зоны Свердрупского бассейна обычно приурочены к поверхностям *надвигов и к гребням антиклиналей* (рис. 4). *Связь интрузивных* куполов с мощными пенсильванскими эвапоритами базальных частей разреза бассейна подтверждается тем, что в обломках известняков, заключенных в брекчированных и деформированных гипсах, обнаружены органические ископаемые каменноугольного возраста.

Арктическая прибрежная равнина. Арктическая прибрежная равнина Канады (рис. 2), расположенная в северо-западном борту синеклизы Свердрупского бассейна, сложена гравелитами, песками и алевритами от неогенового до раннеплейстоценового возраста, несогласно залегающими на мезозойских отложениях. Среди этих кайнозойских осадков обнаружены в изобилии зачастую хорошо сохранившиеся стволы и ветви деревьев. Источник поступления древесины располагался на юге и на востоке. Пески и гравелиты, преимущественно грубозернистые и косослоистые, — это отложения речных долин и дельт, сформировавшиеся, во-видимому, в период проявления третичного орогенеза и в посторогенное время.

Слабый наклон прибрежной равнины обусловлен субгоризонтальным залеганием третичных отложений. Однако на некоторых участках эти слои падают в сторону океана под более крутым углом, чем поверхность равнины; встречаются также места с обратным падением (т. е. в сторону суши). Наклонная прибрежная равнина представляет собой геоморфологическую поверхность, срезающую самые молодые отложения, которые, кроме этого, рассе*чены системой речных долин и проливов. В рельефе отме*чаются уступы тектонического происхождения, свидетельствующие о третичных или голоценовых подвижках, возможно вследствие активизации ранее существовавших сбросов в подстилающих деформированных толщах Свердрупского бассейна.

На площади континентального шельфа, т. е. подводного продолжения приморской равнины, также происходят процессы как седиментации, так и абразии.

На высоких террасах островов Аксель-Хейберг и Элсмир встречены рыхлые гравийные и песчано-алевритовые отложения, местами содержащие обильную древесину. Возможно, что это аналоги аллювиальной формации прибрежной равнины. Ныне террасы залегают на 100—160 м выше уровня современных долин; очевидно, они представляют собой останцы доледниковых долин. В состав содержащих древесину отложений высоких террас входят погребенные почвы, слои торфа и торфянистые осадки бобровых прудов.

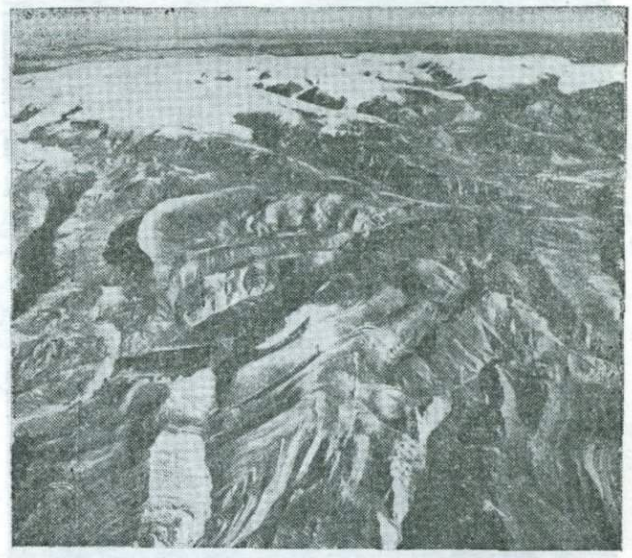


Рис. 4. Мезозойские осадочные породы Свердрупского бассейна, смятые в складки и нарушенные разломами в восточной части о. Аксель-Хейберг.

Светлые участки — диапировые гипсо-ангидритовые интрузии, образующие при выветривании зоны выбеленных пород, расположенные вдоль осей антиклиналей и разломов. Перспективный аэрофотоснимок *T489L—38* Департамента энергетики, горной промышленности и ресурсов Канады.

Оледенение

На всей территории Канадского Арктического архипелага встречаются гляциальные формы рельефа, ледниковые глины и эрратические валуны, хотя на низменных островах северо-западной его части эти образования сравнительно редки. В то же время на более возвышенных восточных островах распространены сравнительно свежие и очень яркие ледниковые формы: сглаженные и испещренные шрамами поверхности пород, конечные морены, озы, а в горах — ледниковые троги. Во время последнего оледенения существовали два главных ледниковых покрова: Лаврентийский, стекавший с материка к северу, и второй покров, представленный ледниками, особенно хорошо развитыми на возвышенностях и в горах восточной части Канадского Арктического архипелага. Лаврентийский ледник оказал наиболее сильное воздействие на низменности южной части Канадского Арктического архипелага, где ландшафт характеризуется заметной линейностью форм рельефа, таких как друмлины и озы.

В нескольких местах на островах Канадского Арктического архипелага слоистые континентальные отложения с прослоями растительных или древесных остатков либо подстилают пласты ледниковых глин или морских отложений, либо залегают между ними. Возраст этих, по-видимому, межледниковых образований превышает по данным радиоуглеродного метода 30 тыс. лет. Некоторые *богатые органикой слои содержат пыльцу травянистых* растений; в отдельных торфяных пластах обнаружены стволы небольших деревьев и ветви, обгрызенные бобрами. Очевидно, климат межледниковой эпохи был мягче современного.



Рис. 5. Ледяные поля и ледники, характерные для горного пояса *северной части о. Элсмир.*

Перспективный аэрофотоснимок *T*—409*L*—196 Департамента энергетики, горной промышленности и ресурсов Канады.

В некоторых местах встречены слоистые отложения и глины со скоплениями раковин, в других — рассеянные обломки раковин. Иногда находки были приурочены также к отметкам, значительно превышающим послеледниковый уровень океана. Это свидетельствует о существовании морских эпох до последнего крупного оледенения. По имеющимся изотопным данным возраст этих образований варьирует от 20 тыс. до 40 тыс. лет (приведенные цифры считаются минимальными). Полагают, что более древние морские отложения захватывались и разносились ледником, так что остатки более древней фауны могли оказаться и на возвышенностях, в том числе на отметках, превышающих уровень океана любой эпохи.

Северная граница последнего материкового (Лаврентийского) ледника 10—11 тыс. лет назад занимала свое самое северное положение, проходя по южному берегу о. Мелвилл. Около 9 тыс. лет назад ледник уже активно отступал, о чем свидетельствуют многочисленные находки раковин на наиболее высоких пляжах. Возможно, что современные крупные покровные ледники, в том числе и крупнейший Канадский, представляют собой реликты последнего оледенения (рис. 5).

Дегляциация привела к образованию морен, отложений обширной системы потоков ледниковых вод, а также многочисленных пляжей, крупных и мелких ледниковых озер и заливов. Морские осадки приподняты на высоту от нескольких метров до 200 м и более над современным уровнем океана; прослеживается более или менее закономерное возрастание высот их местонахождений от периферической части Канадского Арктического архипелага к центральным островам. Отчасти это может быть результатом воздействия восходящих тектонических движений, однако приподнятое положение морских осадков, возможно хотя бы частично, связано с изостатическим погружением архипелага под давлением ледяного покрова и с последующим поднятием при дегляциации.

Процесс поднятия во время и после таяния ледников фиксируется относительным поднятием пляжей над современной береговой линией. Однако абсолютный подъем уровня океана во время дегляциации и сокращение площади распространения ледяного покрова несомненно сопровождались морской ингрессией, что привело к возникновению сложной системы поднятых морских образований на территории архипелага.

Р. Л. Кристи

АТЛАНТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ КАНАДЫ

Атлантические провинции включают четыре административных района: Ньюфаундленд, Новую Шотландию, о. Принца Эдуарда и Нью-Брансуик. Три последние традиционно объединяют под общим названием «Приморские провинции Канады». Все четыре входят в состав более или менее отчетливого морфотектонического подразделения — Канадского сектора Аппалачского орогенического пояса, хотя часть его в виде узкой полосы протягивается также вдоль юго-восточных границ провинции Квебек.

Краткая геоморфологическая характеристика

Аппалачский регион Канады (рис. 6) включает в себя ряд значительно отличающихся друг от друга геоморфологических провинций. Некоторые из них расположены ниже уровня океана; это донные области зал. Св. Лаврентия, прол. Кабота, континентального шельфа побережий Новой Шотландии и Ньюфаундленда (в том числе приуроченная к южной части последнего Большая Ньюфаундлендская банка).

Аппалачский регион имеет сложную и длительную геологическую историю, но как единое целое он начал развиваться с позднего палеозоя. В его ландшафте преобладают черты хорошо развитого пенеплена преимущественно мелового возраста. Пенепленизированная поверхность частично наклонена на юго-восток и перекрыта на дне океана меловыми и третичными отложениями.

На о. Ньюфаундленд расположено Ньюфаундлендское плоскогорье — пенепленизированная поверхность докембрийских и палеозойских пород с высотными отметками от 200 до 800 м, повышающимися в северо-западном направлении. К юго-востоку эта поверхность, понижаясь, образует Атлантическую Высокую равнину Ньюфаундленда с абсолютными отметками 200—300 м. Центральная низменность имеет холмисто-увалистый рельеф с высотами менее 200 м; она также сложена палеозойскими породами, но на большей части площади перекрыта комплексом плейстоценовых ледниковых отложений.

В Новой Шотландии выделяются сходные геоморфологические провинции: Новошотландское нагорье, включающее горы Кобекуид и возвышенности Антигониш и Кейп-Бретон с отметками до 300—500 м, глубоко расчлененное в краевых частях; Атлантическая Высокая равнина (Новой Шотландии) на юго-востоке региона, где пенеплен от максимальных отметок 200 м понижается по направлению к океану.

Имеется и типичное плато, прилегающее к зал. Мэн, где триасовые базальты образуют плосковершинную гряду Северных гор высотой до 170 м. Среди районов с низким рельефом можно перечислить низменности Камберленд и Минас и долину Аннаполис, врезанные в терригенные отложения палеозоя или триаса.

Поверхность Нью-Брансуика также наклонена на юго-восток. Она включает район возвышенности Нью-Брансуик U-образной формы, раскрывающейся на северо-восток, с высотами, понижающимися от 700 м до уровня моря у зал. Фанди. Возвышенность Шалер пересекает границу Квебека и поднимается до 350 м; она сложена складчатыми палеозойскими породами и глубоко прорезана долинами. Приморская равнина тянется по побережью от зал. Шалер в Новую Шотландию и включает целиком о. Принца Эдуарда и острова Магдалены. Равнина

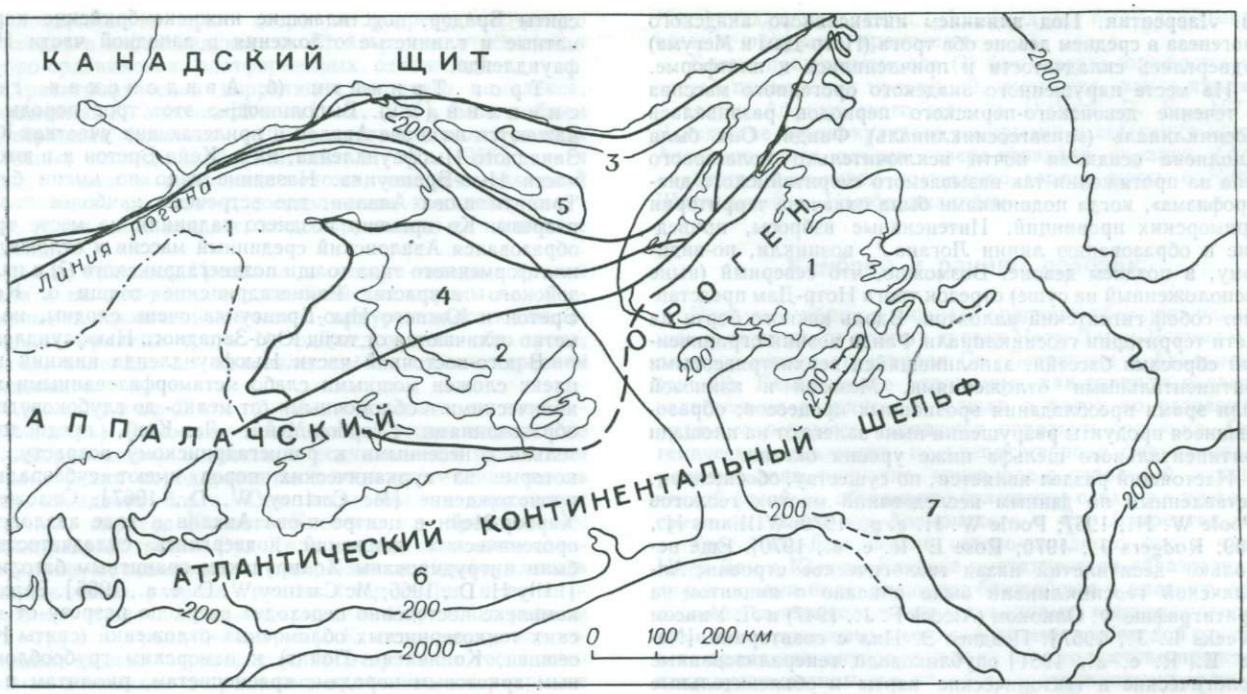


Рис. 6. Основные структурные элементы Аппалачского региона, Атлантических провинций и прилегающей территории Квебека, по У. Пулу, упрощено [Poole W. H e. a., 1970].

1—2 — складчатые пояса: *1* — акадский и таконский, *2* — меритаймский; *3—4* — срединные массивы: *3* — Св. Лаврентия, *4* — Нью-Брансуик; *5* — бассейн Антикости; *6* — Шотландский шельф; *7* — Большая Ньюфаундлендская банка. Изолинии в метрах.

расположена на полого залегающих отложениях группы Пиктон, отметки не превышают 200 м.

Многие долины этого региона (как и многочисленные береговые террасы) были врезаны еще в доледниковое время. В процессе четвертичных оледенений регион был полностью занят континентальными льдами, а после отступления последнего ледника перекрыт флювиогляциальными осадками и озерно-ледниковыми глинами. В Нью-Брансуике имеются обширные площади, сложенные рыхлыми доледниковыми отложениями, которые сохранились благодаря почти полному отсутствию ледниковой экзарации. В Новой Шотландии, особенно на о. Кейп-Бретон, установлены межледниковые отложения (сангамон?).

Классическое висконсинское оледенение привело к росту Аппалачского ледника [Prest V. K., 1970; McDonald B. C., 1971]. Отступление его произошло в значительной мере под влиянием затопления в поздневисконсинское время района заливов Фанди и Св. Лаврентия. Это затопление привело приблизительно 13 тыс. лет назад к распаду единого ледника на ряд индивидуальных центров оледенения. Радиоуглеродная датировка стадий отступления ледника указывает на значительную взаимосвязь этого процесса с подъемом уровня океана. Береговая линия того времени сейчас изостатически приподнята и достигает иногда отметок 80 м. Замечательная особенность аппалачской ледниковой эпохи — возникновение по крайней мере одного центра морского оледенения в зоне современного континентального шельфа, где позже образовалось изостатически обусловленное «краевое вздутие». На о. Ньюфаундленд в висконсинское время развивался обособленный покровный ледник; лишь самая северная оконечность острова была захвачена Лаврентийским ледяным покровом. В процессе дегляциации на территории Ньюфаундленда также возникло несколько локальных ледовых центров.

Области развития геосинклиналей

Атлантические провинции занимают северо-восточное окончание Аппалачской геосинклинали и прилегающие части срединного массива Св. Лаврентия. Аппалачская геосинклиналь на канадской территории протягивается почти на 1600 км при ширине до 600 км, не считая континентальных шельфов северо-восточного и юго-восточного побережий, за счет которых площадь ее возросла бы еще на 40% (всего около 258 тыс. км²). Структура, именуемая «Аппалачской геосинклиналью», по существу, представляет собой пояс складчатых и нескладчатых палеозойских и некоторых докембрийских пород, протягивающийся на юго-восток от срединного массива Св. Лаврентия. В пределах этого пояса выделяется несколько более мелких структур — геосинклинальных трогов, история развития которых может быть прослежена с момента их зарождения до превращения в антиклинорий и (или) во впадины.

Докембрийские образования юго-восточной части Аппалачской геосинклинали образуют прогиб Тринити (трог Тринити), ранее именовавшийся Авалонской геосинклиналью. Этот прогиб, с которого началось развитие Аппалачской геосинклинали, существовал до конца позднеадрианского времени (самый конец протерозоя), а потом на протяжении фанерозоя испытывал платформенное развитие. Расположенные ближе к бортам преимущественно раннепалеозойские прогибы — трог Нотр-Дам (ранее Акадская геосинклиналь) и трог Мегума развивались вплоть до девона. Трог Нотр-Дам (но не Мегума) претерпел воздействие трех фаз ордовикских и таконских орогенических движений, в ходе которых имели место внедрения ультрамафических интрузий и гранитов, складчатость и метаморфизм некоторых отложений; в это время произошло развитие антиклинориев и образовались два тектонических покрова, надвинутых на срединный массив

Св. Лаврентия. Под влиянием интенсивного акадского орогенеза в среднем девоне оба трога (Нотр-Дам и Мегума) подверглись складчатости и причленились к платформе.

На месте нарушенного акадского орогенного массива в течение девонского-пермского периодов развивалась геосинклиналь (эпиэвгеосинклиналь) Фанди. Она была заполнена осадками почти исключительно молассового типа на протяжении так называемого «меритаймского диастрофизма», когда подвижками была охвачена территория Приморских провинций. Интенсивные взбросы, приведшие к образованию линии Логана *, возникли, по-видимому, в позднем девоне. Возможно, что северный (ныне расположенный на суше) отрезок трога Нотр-Дам представляет собой гигантский аллохтон. Вдоль южного борта на части территории геосинклинали Фанди возник ограниченный сбросами бассейн, заполнившийся верхнетриасовыми континентальными отложениями. Мезозой и кайнозой были эрами преобладания эрозионных процессов; образовавшиеся продукты разрушения ныне залегают на площади континентального шельфа ниже уровня океана.

Настоящий раздел является, по существу, обобщением, составленным по данным исследований многих геологов [Poole W. H., 1967; Poole W. H. e. a., 1970; Williams H., 1969; Rodgers J., 1970; Rose E. R. e. a., 1970]. Еще несколько десятилетий назад геологическое строение Аппалачской геосинклинали было описано с акцентом на стратиграфию Ф. Олкоком (Alcock F. J., 1947) и Л. Уиксом [Weeks L. J., 1957]. Позднее Э. Нил с соавторами [Neale E. R. e. a., 1961] опубликовали генерализованные геологические и тектонические карты и объяснительные записки к ним, содержащие краткое изложение истории геологического развития региона. Дж. Бэрд совместно с Дж. Дьюи [Bird J. M., Dewey J. F., 1970], а несколько позднее П. Шенк [Schenk P. E., 1971] интерпретировали ряд геологических особенностей рассматриваемого района с позиции тектоники плит.

Стратиграфия докембрия

Геликий и более древние образования. Структурная провинция Гренвилл сложена архейскими породами, которые несогласно перекрываются полого залегающими палеозойскими отложениями срединного массива Св. Лаврентия. Характерные для этой провинции кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, кварциты, граниты и анортозиты выходят также в тектонических окнах этого массива на территории Западного Ньюфаундленда [Clifford P. M., 1969]. В поле развития палеозойских метаморфических пород вдоль северо-западной границы геосинклинали на юго-западе Ньюфаундленда залегает крупное интрузивное тело анортозитов предположительно докембрийского возраста. Породы провинции Гренвилл и ее нижнепалеозойский чехол в Западном Ньюфаундленде смяты в складки и нарушены разрывами. Установлено наличие двух крупных останцов тектонических покровов (представленных геосинклинальными породами ордовикского и более древнего возраста), надвинутых на приблизительно одновозрастные отложения.

Гадриний. Породы достоверно установленного и предположительно гадринского возраста обнаружены в двух разных частях Аппалачской геосинклинали: в троге Тринити и вдоль северо-западной границы трога Нотр-Дам. На территории массива Св. Лаврентия (Южный Квебек) гадринские породы не обнаружены. Возможно, что гадринский возраст имеют некоторые красноцветные пласты свиты Брадор, подстилающие нижнекембрийские карбонатные и глинистые отложения в западной части Ньюфаундленда.

Трог Тринити (б. Авалонская геосинклиналь). Выполняющие этот трог породы обнажаются на п-ове Авалон и прилегающих участках Юго-Западного Ньюфаундленда, на о. Кейп-Бретон и в южной части Нью-Брансуика. Название дано по имени бухты Тринити п-ова Авалон, где встречены наиболее полные разрезы. Ко времени позднего гадриния на месте трога образовался Авалонский срединный массив и отложились платформенного типа толщи позднегадринского (?) и палеозойского возраста. Раннегадринские толщи о. Кейп-Бретон и Южного Нью-Брансуика очень сходны, но заметно отличаются от толщ Юго-Западного Ньюфаундленда.

В юго-восточной части Ньюфаундленда нижний комплекс сложен мощными слабо метаморфизованными вулканическими и обломочными (от мелко- до глубоководных) образованиями (Харбор-Мейн, Лав-Ков), предположительно отнесенными к раннегадринскому возрасту. Некоторые из вулканических пород имеют субаэральное происхождение [Mc Cartney W. D., 1967]. Отложения Харбор-Мейн в центре п-ова Авалон в ходе авалонских орогенических движений подверглись складчатости и были интрудированы Холирудским гранитным батолитом [Lilly H. D., 1966; Mc Cartney W. D. e. a., 1966]. Верхний комплекс постепенно переходит вверх по разрезу от морских тонкозернистых обломочных отложений (свиты Консепшен, Коннектинг-Пойнт) к неморским грубообломочным аркозовым породам, красноцветам, риолитам и базальтам (свиты Масгрейвтаун, Ходжуотер, Кабот). Это типичные континентальные отложения, характеризующиеся резкой фациальной изменчивостью и непостоянством мощностей; возможно, они отражают особенности седиментации на площади отдельных блоков, ограниченных разрывами. Грубообломочные толщи перекрыты кварцевыми песками самой верхней части гадриния (?) (свита Рандом и ее эквиваленты), представляющими базальный горизонт платформенного разреза кембрийских глин, алевролитов, реже известняков, сменяющихся нижнеордовикскими глинами и песчаниками с гематитоносными пластами клинтонского типа.

На юго-востоке Ньюфаундленда выявлен разрез, отвечающий, по-видимому, неполному геосинклинальному циклу: от вулканогенных и обломочных отложений глубоководного и мелководного моря и субаэральной среды со слабой локальной складчатостью и гранитными интрузиями авалонского орогенеза к морским осадкам, сменяющимся вверх по разрезу континентальными и вулканогенными, и, наконец, к платформенным толщам позднего гадриния (?) и раннего палеозоя. С другой стороны, этот разрез может отражать рост вулканического островного комплекса, сменившийся эрозией и периодом покоя [Hughes C. J., Brückner W. D., 1971].

Породы трога Тринити на о. Кейп-Бретон и в южной части Нью-Брансуика отличаются от образований Юго-Восточного Ньюфаундленда, хотя кембро-ордовикские толщи платформенного типа и фауна чрезвычайно сходны [Hutchinson R. D., 1952, 1962]. На о. Кейп-Бретон и на юге Нью-Брансуика нижний комплекс представлен аргиллитами, кварцевыми песчаниками и известняками, в настоящее время большей частью метаморфизованными до стадии кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (толщи Джордж-Ривер, Грин-Хэд). Возраст этих образований очень неуверенно определяется как гадринский, но, возможно, что они древнее нижнего комплекса Юго-Восточного Ньюфаундленда. Часть известняков Грин-Хэд — строматолитовые.

Верхний комплекс о. Кейп-Бретон и южной части Нью-Брансуика сложен мощными брекчиями кислых эффузивов, лавовыми потоками и осадочными породами (свиты Фуршу, Колдбрук). Вулканические толщи перекрыты

---

* Северные Аппалачи лишены передового прогиба и граничат непосредственно с Канадским щитом вдоль краевого шва — так называемой линии Логана [Хаин В. Е., 1971]. — *Прим. пер.*

красноцветами, которые вверх по разрезу постепенно переходят в верхнегадринские (?) кварциты в основании кембро-ордовикских платформенных отложений.

Стратиграфическая корреляция верхнего комплекса, выполненная Л. Уиксом [Weeks L. J., 1957], была в общем подтверждена данными рубидиево-стронциевого метода изотопных исследований [Fairbairn H. W., 1966], хотя возраст оказался несколько моложе, чем установленный геологически. Все свиты, составляющие комплекс, могут иметь гадринский возраст, хотя корреляция их не вполне надежна.

Между кратоном Гренвилл на северо-западе и трогом Тринити на юго-востоке докембрийские породы не обнаружены, за исключением участка, приуроченного к северо-западной границе трога Нотр-Дам, однако оба трога, видимо, залегают на гренвильском или более древнем фундаменте.

Трог Нотр-Дам (б. Акадская геосинклиналь). Обломочные отложения позднегадринского («эокембрийского») возраста с подчиненными прослоями вулканических пород развиты в этом троге лишь вдоль северо-западного борта. Они встречены на территории восточных округов Южного Квебека, где представлены низами разреза группы Оук-Хилл и кристаллических сланцев Саттон, и, возможно, на северо-западе Ньюфаундленда [нижние части разреза группы Флёр-де-Лис и ее юго-западных эквивалентов — формации Маунт-Масгрейв и (или) группы Гранд-Лейк-Брук]. К юго-востоку эти отложения, видимо, переходят по простиранию в геосинклинальные комплексы с прослоями вулканитов, перекрытые более молодыми толщами; в северо-западном направлении они, вероятно, полностью выклиниваются. На западе Ньюфаундленда эти отложения перекрываются нижнекембрийскими (?) грубообломочными красноцветными слоями формации Брадор. По-видимому, в ордовикский период, местами возможно и раньше, толщи гадринского возраста подверглись региональному метаморфизму до стадии кристаллических сланцев, кварцитов, зеленокаменных пород, гнейсов и амфиболитов. На территории Ньюфаундленда в девонский период они были деформированы и прорваны гранитами.

Блоки предгадринского (?) фундамента юго-восточных частей приморских провинций, возможно, ранее входили в состав Африканского шельфа [Schenk P. E., 1971]. Вследствие неоднократного раскрытия и смыкания прото-Атлантического океана северо-западная окраина Африканского континента постепенно теряла связь с Новой Шотландией и Ньюфаундлендом.

Кембрий и ранний ордовик

Породы кембрия и нижнего ордовика образуют удаленные друг от друга пояса в трогах Нотр-Дам и Мегума и на платформенных структурах Св. Лаврентия и Авалонской (рис. 7). Кембрийские отложения, как правило, согласно залегают на гадринских толщах и вверх по разрезу без видимого перерыва сменяются породами ордовика. Орогенические движения не препятствовали формированию разреза; лишь поднятие, связанное с таконской орогенической фазой, не обусловило отложение осадков в пределах срединных массивов Авалонского и Св. Лаврентия.

Трог Нотр-Дам. Вдоль северо-западного борта трога Нотр-Дам в Южном Квебеке протягивается образованный двумя зонами пояс; внешняя, ближайшая к кратону, зона сложена полевошпатовыми песчаниками, глинистыми сланцами и известняковыми конгломератами квебекской группы, в то время как внутренняя зона на юго-востоке представлена вулканогенными и глинисто-граувакковыми толщами (такими, как Колдуэлл, Шикшок). Породы квебекской группы во многом сходны с ньюфаундлендскими толщами, сохранившимися в нижних двух третях разреза пород тектонического покрова, залегающего ныне на массиве Св. Лаврентия [Stevens R. K., 1970; Kindle C. H., Whittington H. B., 1958]. Ортокварциты и глинистые сланцы, возможно, кембрийского — среднеордовикского возраста — это древнейшие породы, развитые в пределах геоантиклинали Мирамичи; в осевой зоне трога Нотр-Дам на терри-

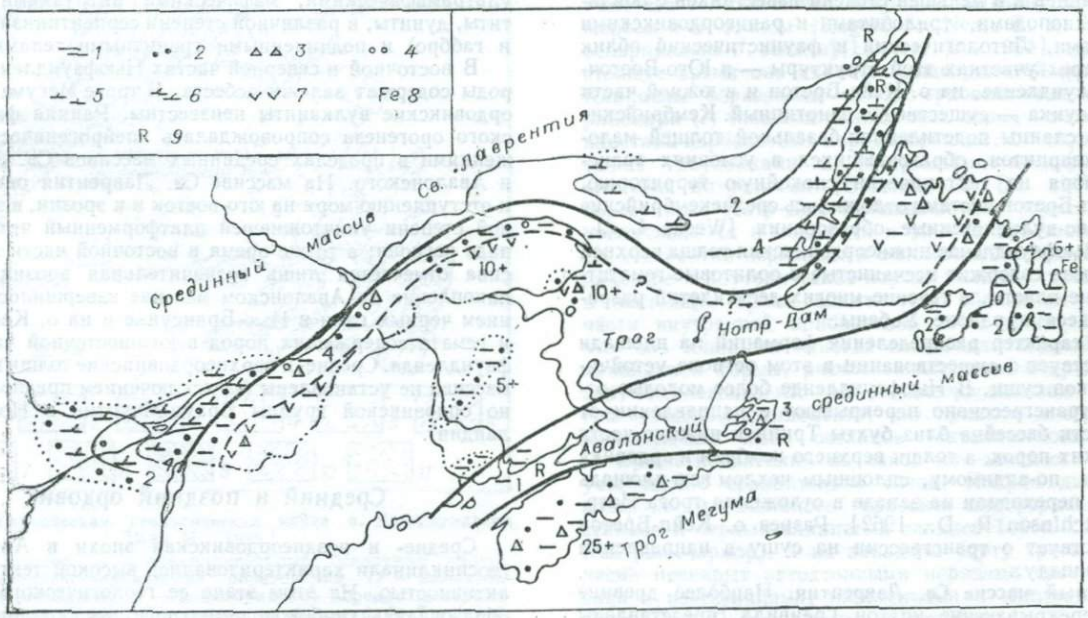


Рис. 7. Верхнегадринские, кембрийские и нижнеордовикские отложения Атлантических провинций Канады и прилегающей территории Квебека [Poole W. H., 1967].

1 — глинистые сланцы; *2* — песчаники; *3* — граувакки; *4* — конгломераты; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — вулканиты; *8* — железосодержащие формации; *9* — красноцветные слои; мощности в тысячах фут (1 фут = 0,3048 м).

тории Нью-Брансуика они свидетельствуют о полуплатформенных условиях осадконакопления. Выше этих кварцитов и глинистых сланцев сформировались вулканические и граувакковые толщи (пояс Тетагуч). Вдоль юго-восточного борта трога Нотр-Дам, в непосредственной близости от Авалонского срединного массива, залегают нижнеордовикские (или более древние?) черные глинистые сланцы и ортокварциты. На западе Ньюфаундленда нижнеордовикские базальтовые подушечные лавы, граувакки, графитовые и кремнистые сланцы внутренней зоны несогласно (?) залегают на паракристаллических сланцах и гнейсах группы Флёр-де-Лис внешней зоны. Более древние породы были, по-видимому, метаморфизованы в позднем кембрии или раннем ордовике. На восточной окраине трога Нотр-Дам граувакково-аспидносланцевый комплекс нижней части группы Гендер-Лейк, предположительно раннеордовикского и кембрийского (?) возраста, залегает в контакте с гадринской группой Лав-Ков, причем верхнегадринские отложения, очевидно, отсутствуют.

Трог Мегума. В этом троге, расположенном к юго-востоку от Авалонского массива, накопилось до 9000 м кварцевых граувакк и темных аспидных сланцев нижнеордовикской группы Мегума. Нижняя часть разреза этой группы, формация Голденвилл, относящаяся, по-видимому, к верхнему кембрию, сложена 6000-метровой толщей граувакк и аспидных сланцев. В них обнаружены следы мутьевых потоков восточного и северо-восточного направления, ориентированных более или менее параллельно простираниям девонских складок. Верхняя часть группы, формация Галифакс, сложена темными аспидными сланцами и алевролитами, содержащими нижнеордовикские (тремадокские) граптолиты, и имеет мощность от 500 до 4000 м. В группе Мегума (прежнее название «Золотоносная серия») имеются золотоносные кварцевые жилы, выработанные много лет назад. Источник сноса материала, видимо, располагался на юго-востоке региона — либо на площади современного шельфа Новой Шотландии, либо еще юго-восточнее [Schenk P. E., 1971].

Авалонский срединный массив. В кембрии и раннем ордовике здесь накопилось более 1000 м темно-серых глинистых сланцев и в меньшей степени известняков с обильными брахиоподами, трилобитами и раннеордовикскими граптолитами. Литологический и фаунистический облик пород на трех участках этой структуры — в Юго-Восточном Ньюфаундленде, на о. Кейп-Бретон и в южной части Нью-Брансуика — существенно однотипный. Кембрийские глинистые сланцы подстилаются базальной толщей маломощных кварцитов, образовавшихся в условиях трансгрессии моря на тектонически спокойную территорию. На о. Кейп-Бретон местами отложились среднекембрийские граувакково-вулканогенные образования [Weeks L. J., 1954]. В Ньюфаундленде нижнеордовикская толща верхней части разреза содержит песчанистые и оолитовые гематитсодержащие пласты, в течение многих десятилетий разрабатывающиеся в районе Уобаны.

Такой характер распределения формаций на площади свидетельствует о существовании в этом регионе устойчивых участков суши. В Ньюфаундленде более молодые отложения трансгрессивно перекрывают в направлении от осевой части бассейна близ бухты Тринити нижние части кембрийских пород, а толщи верхнего кембрия и ордовика покрывали, по-видимому, сплошным чехлом всю площадь массива и переходили на западе в отложения трога Нотр-Дам [Hutchinson R. D., 1962]. Разрез о. Кейп-Бретон свидетельствует о трансгрессии на сушу в направлении к северо-западу.

Срединный массив Св. Лаврентия. Наиболее древние толщи, перекрывающие кратон Гренвилл, представлены кембрийскими и нижнеордовикскими кварцевыми песчаниками, карбонатами и глинистыми сланцами. В западной части Ньюфаундленда формация Брадор, представленная нижнекембрийскими (?) красноцветными аркозовыми конгломератами и песчаниками, залегает непосредственно на поверхности фундамента [Whittington H. B., Kindle C. H., 1969; Swett K., Smit D. E., 1972; Sirong D. F., Williams H., 1972]. Ее перекрывает неполный разрез кембрийских глинистых сланцев и известняков, а выше залегают очень заметные и широко распространенные нижнеордовикские доломиты Сен-Джордж. Эти отложения к юго-востоку большей частью увеличиваются в мощности и вблизи краевой части массива переходят по падению в породы, сходные с таковыми группы Флёр-де-Лис и формации Маунт-Масгрейв в районе прилегающего западного борта трога Нотр-Дам.

Наиболее древние платформенные отложения, обнажающиеся на территории материка севернее о. Антикости (см. раздел «Низменность Св. Лаврентия в Квебеке»), представлены нижнеордовикскими доломитами, залегающими на породах группы Гренвилл выше маломощного базального пласта обломочных пород. Предполагается, что в северной части зал. Св. Лаврентия имеются кембрийские отложения, которые, возможно, были перекрыты доломитами. Ранний ордовик в пределах массива Св. Лаврентия был периодом, когда мелководное море, отлагая доломиты, наступало на очень устойчивый кратон.

Ранняя фаза таконского орогенеза. Под термином «таконский орогенез» объединяют орогенические движения, охватившие в ордовикский период Аппалачскую геосинклиналь и прилегающие участки массива Св. Лаврентия. Впервые установленная область проявления этой орогенической фазы, по которой был назван таконский орогенез, расположена в горах Таконик (на территории восточной части штата Нью-Йорк и соседних штатов США). Тектонические подвижки, зафиксированные главным образом в пределах срединного массива Св. Лаврентия и датированные позднеордовикским возрастом (так называемые послеканадские), относят к ранней фазе таконского орогенеза. Средняя и поздняя фазы проявились соответственно в среднем и позднем ордовике. В течение раннего и среднего ордовика вулканические образования трога Нотр-Дам (главным образом вдоль его северо-западного борта и в меньшей степени — юго-восточного) были прорваны ультрамафическими, мафическими интрузиями (перидотиты, дуниты, в различной степени серпентинизированные, и габбро) и подчиненными гранитными телами.

В восточной и северной частях Ньюфаундленда эти породы содержат залежи асбеста. В троге Мегума досреднеордовикские вулканиты неизвестны. Ранняя фаза таконского орогенеза сопровождалась эпейрогеническими движениями в пределах срединных массивов Св. Лаврентия и Авалонского. На массиве Св. Лаврентия они привели к отступлению моря на юго-восток и к эрозии, в значительной степени уничтожившей платформенный чехол на западе региона; в то же время в восточной части этого массива отмечается лишь незначительная эрозия. Осадконакопление на Авалонском массиве завершилось отложением черных глин в Нью-Брансуике и на о. Кейп-Бретон и гематитсодержащих пород в юго-восточной части Ньюфаундленда. Средне- и верхнеордовикские толщи в пределах массива не установлены (за исключением предположительно ордовикской группы Браун-Маунтин в Новой Шотландии).

Средний и поздний ордовик

Средне- и позднеордовикская эпохи в Аппалачской геосинклинали характеризовались высокой тектонической активностью. На этом этапе ее геологического развития образовались глубоководные троги, выполненные вулканитами и граувакками, произошли внедрение ультрамафическо-мафическо-гранитных интрузий на одних участках и гранитных — на других, подъем геоантиклинальных поясов, формирование двух тектонических покровов на

срединном массиве. св. Лаврентия и в западной части Ньюфаундленда. Интенсивная складчатость в это время отмечалась вдоль северо-западной границы геосинклинали, а возможно, и в ряде других мест.

Нижне-среднеордовикские отложения. В троге Нотр-Дам отложение раннегеосинклинальных граувакково-вулканогенных толщ, по-видимому, продолжалось с начала ордовика до начала среднеордовикской эпохи включительно. В вулканических породах Восточного Квебека и Северного Ньюфаундленда имеются залежи сульфидов меди. В центральных частях Нью-Брансуика продолжалась седиментация полуплатформенных кварцевых песков и глин.

В троге Мегума начало ордовикского периода характеризовалось накоплением серых глин, сменявшихся на продолжении ордовика и силура вулканитами и граувакковыми кварцевыми песками и глинами формации Уайт-Рок точно не установленного возраста. После возобновления морской трансгрессии на территорию массива Св. Лаврентия здесь на нижнеордовикских доломитах отложились с несогласием известняки и темноцветные глинистые сланцы низов среднего ордовика. На площади Авалонского срединного массива ранне-среднеордовикские отложения еще не обнаружены.

Средняя фаза таконского орогенеза. Во время среднеордовикских орогенических движений (средняя фаза таконского орогенеза) произошли внедрение ультрамафическо-мафическо-гранитных интрузий и формирование геосинклинальных толщ во впадине массива Св. Лаврентия. Материковая часть Авалонского срединного массива,

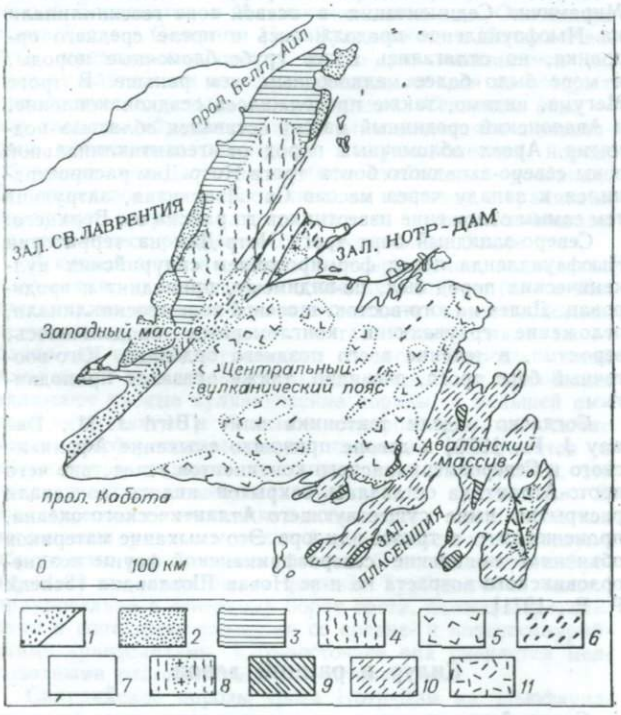


Рис. 8. Схематическая геологическая карта о. Ньюфаундленд [Kay M., 1972].

Западный массив: *1* — каменноугольные осадочные толщи; *2—3* — кембрийско-ордовикские образования (*2* — аллохтонные, *3* — автохтонные); *4* — докембрийские породы. Центральный вулканический пояс: *5* — девонские интрузии, *6—7* — кембрийско-силурийские породы (*6* — ультраосновные вулканиты, *7* — осадочно-вулканогенные); *8* — докембрийские и кембрийские гранодиориты Барлингтон (группа Флёр-де-Лис). Авалонский массив: *9* — кембрийско-ордовикские осадочные толщи, *10—11* — докембрийские породы (*10* — осадочно-вулканогенный, *11* — граниты Холируд).

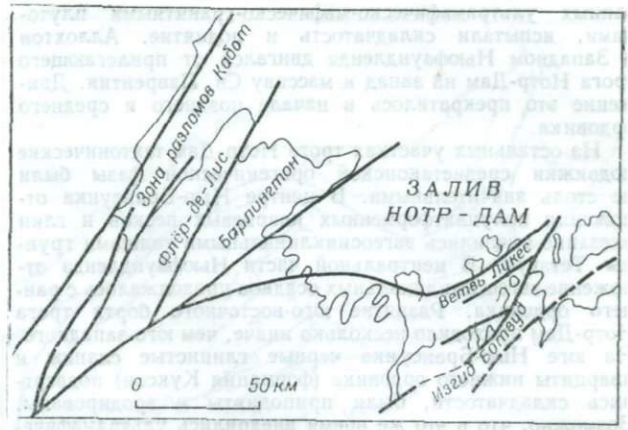


Рис. 9. Разломы и блоки, ограниченные разломами, в северной и центральной частях о. Ньюфаундленд [Kay M., 1972].

по-видимому, также претерпела складчатость и внедрение гранитных интрузий сложного строения. В период внедрения ультрамафическо-мафических тел или вскоре после этого события северо-западный борт трога Нотр-Дам испытал подъем. Некоторые зоны прибортовой полосы (Саттон, Беннет, Шикшок, Маунт-Масгрейв, Флёр-де-Лис), по-видимому, в раннем или среднем ордовике подверглись воздействию регионального метаморфизма. Среднеордовикские отложения на участках, примыкающих к складчатому поясу, являются аллохтонными, образовавшимися непосредственно в складчатом поясе.

В один из наиболее значительных этапов среднетаконской фазы произошло надвигание в западном направлении тектонических покровов, представленных в настоящее время клиппенами Западного Ньюфаундленда; первый из них локализован на северной оконечности п-ова Лабрадор, второй — в юго-западной части Ньюфаундленда. Гипотеза тектонических покровов, выдвинутая Дж. Роджерсом и Э. Нилом [Rogers J., Neale E. R. W., 1963], оспаривалась Г. Лилли [Lilly H. D., 1964], однако в настоящее время она является общепринятой (рис. 8 и 9). Клиппены образованы кембро-ордовикскими и эокембрийскими (?) толщами обломочных пород с маломощными пластами карбонатных пород и брекчий, а в верхней части также граувакками и ультрамафическо-мафическо-гранитными интрузиями [Brückner W. D., 1967]. Вдоль борта трога Нотр-Дам отложения платформенного типа увеличиваются в мощности и уже за пределами массива Св. Лаврентия переходят в обломочный комплекс. Вулканические и плутонические породы сходны с теми, которые в настоящее время обнажаются вблизи юго-восточной части внутренней прибортовой зоны трога. Возможно, что оба клиппена некогда составляли единый блок неправильной формы, расчлененный затем в процессе эрозии, последовавшей за позднеордовикским подъемом гренвильского фундамента, что привело к образованию наблюдаемых ныне останцов тектонического покрова.

Время надвигания на запад юго-западного клиппена установлено сравнительно точно. Покров двигался по поверхности базального горизонта платформенных известняков и черных глинистых сланцев Тейбл-Хэд (группа Уайтрок-Мармор), а на западном борту трога он несогласно перекрыт автохтонными породами среднего ордовика — известняками, песчаниками и глинистыми сланцами Лонг-Пойнт (свиты Портерфилд и Уайлдернесс). Классический таконский покров в штате Нью-Йорк образован несколько позднее, в конце среднего ордовика (барнвельдское время). Таким образом, в середине среднего ордовика зоны вулканических пород, интрудиро-

ванных ультрамафическо-мафическо-гранитными плутонами, испытали складчатость и поднятие. Аллохтон в Западном Ньюфаундленде двигался от прилегающего трога Нотр-Дам на запад к массиву Св. Лаврентия. Движение это прекратилось в начале позднего и среднего ордовика.

На остальных участках трога Нотр-Дам тектонические подвижки среднетаконской орогенической фазы были не столь значительными. В центре Нью-Брансуика отложения полуплатформенных кварцевых песков и глин внезапно сменились эвгеосинклинальными толщами группы Тетагуч. В центральной части Ньюфаундленда отложение эвгеосинклинальных осадков продолжалось с раннего ордовика. Развитие юго-восточного борта трога Нотр-Дам проходило несколько иначе, чем юго-западного. На юге Нью-Брансуика черные глинистые сланцы и кварциты нижнего ордовика (формация Куксон) подверглись складчатости, были приподняты и эродированы. Возможно, что в это же время внедрились ультрамафическо-мафические интрузии на востоке Центрального Ньюфаундленда (зона Гендер-Лейк). Полагают, что в середине среднего ордовика породы Авалонского срединного массива на территории Нью-Брансуика и о. Кейп-Бретон были смяты в складки, интрудированы гранитными телами сложного состава, приподняты и эродированы. Массив Св. Лаврентия вблизи трога Нотр-Дам был также слегка приподнят, вследствие чего произошло кратковременное отступление моря, сменившееся вскоре трансгрессией.

Верхняя часть среднеордовикских отложений. В конце среднего ордовика (уайлдернесское и барнвельдское время) в троге Нотр-Дам и, возможно, Мегума продолжались осадконакопление геосинклинального типа и формирование вулканогенной толщи. Площадь Авалонского массива, оставшегося, по-видимому, областью суши, лишена отложений этого возраста. Территория срединного массива Св. Лаврентия была охвачена наиболее значительной за всю геологическую историю этой структуры морской трансгрессией. Седиментация конца среднего ордовика сменилась позднетаконской фазой орогенеза.

Отложения верхней части среднеордовикского разреза вдоль северо-западного борта трога Нотр-Дам представлены мощными граувакками и черными аспидными сланцами; вулканические породы редки. Эти отложения образуют две зоны: одну (квебекская группа) — к северу от пояса вулканических пород (формация Клоридорм) и другую — к югу от него (формации Босвилл, Магог). В породах обеих зон в ряде случаев обнаружены обломки ультрамафических и вулканических пород. В Центральном Нью-Брансуике вулканический пояс Тетагуч образовался на ранее существовавшей параплатформе. Здесь сформировался очень мощный и невыдержанный комплекс вулканических пород, граувакк, черных углистых сланцев, кремнистых сланцев, реже ожелезненных пород, иногда содержащий стяжения марганца, но почти лишенный карбонатных отложений. У Бетерст-Кемп базальный горизонт содержит богатые залежи сульфидов металлов.

В то же время зона обломочных отложений (глинистые сланцы, граувакки, кварцевые песчаники), расположенная между поясом Тетагуч на юге и поясом Квебек на севере, сменилась отложениями полосчатых глинистых известняков и глинистых сланцев, объединенных в так называемую зону Матапедия, которая начиная с позднесреднеордовикской эпохи вплоть до раннего силура была областью преимущественно карбонатной седиментации. Отложения верхов среднего ордовика, широко развитые в северной части трога Нотр-Дам на площади материковой Канады, в южной его части идентифицированы не были. По-видимому, во время среднетаконских деформаций и интрузий этот район оставался сушей и подвергался эрозии. Отложения, сходные с породами группы Тетагуч, формировались в центральной части Ньюфаундленда, в осевых зонах геосинклинали.

В троге Мегума в это время могло происходить накопление вулканических и осадочных образований позднеордовикской и предпозднесилурийской формации Уайтрок. В пределах массива Св. Лаврентия широко развиты карбонатные отложения. Накопившиеся во впадине Оттава—Квебек темноокрашенные глинистые сланцы толщ Трентон и Ютика к западу переходят в известняки. Некоторые из этих известняков являются нефтегазоносными. В Юго-Западном Ньюфаундленде несогласно на поверхности тектонического покрова отложились известняки, песчаники и глинистые сланцы формации Лонг-Пойнт, относящейся к портерфилдскому — уайлдернесскому времени (средний ордовик). Это свидетельствует о возобновлении платформенной седиментации, последовавшей за перерывом, имевшим место при образовании тектонического покрова.

Отложения верхнего ордовика и средняя фаза таконского орогенеза. На территории Аппалачской геосинклинали верхнеордовикские породы распространены ограниченно, в то время как на территории массива Св. Лаврентия они были широко развиты. Такой характер распределения отложений этого возраста связан с воздействием поздней фазы таконского орогенеза, охватившей бо́льшую часть геосинклинали. В зоне Матапедия трога Нотр-Дам продолжалось накопление глинисто-известковых отложений; северо-западный борт его подвергся складчатости, был надвинут на срединный массив Св. Лаврентия и приподнят, что привело к формированию Квебекской геоантиклинали.

Зона Тетагуч была интрудирована гранитами, смята в складки и приподнята, образовав геоантиклиналь Мирамичи. Седиментация в осевой зоне геосинклинали на Ньюфаундленде продолжалась и после среднего ордовика, но отлагались более грубообломочные породы, а море было более мелководным, чем раньше. В троге Мегума, видимо, также продолжалось осадконакопление, а Авалонский срединный массив оставался областью поднятия. Ареал обломочных пород от геоантиклинальной зоны северо-западного борта трога Нотр-Дам распространился к западу через массив Св. Лаврентия, затруднив тем самым отложение известняков до района оз. Верхнего.

Северо-западный борт трога Нотр-Дам на территории Ньюфаундленда перед формированием силурийских вулканических пород был, по-видимому, приподнят и эродирован. Далее на юго-восток, в осевой зоне геосинклинали, отложение граувакк и конгломератов продолжалось, вероятно, в течение всего позднего ордовика. Юго-восточный борт трога, очевидно, также оказался приподнятым.

Согласно модели тектоники плит [Bird J. M., Dewey J. F., 1970] в девоне произошло смыкание Африканского и Североамериканского континентов, вследствие чего прото-Атлантика оставалась закрытой вплоть до начала раскрытия ныне существующего Атлантического океана, происшедшего в триасе или юре. Это смыкание материков объясняет появление североафриканской фауны позднеордовикского возраста на п-ве Новая Шотландия [Schenk P. E., 1971].

Силур и ранний девон

Силурийские и нижнедевонские осадочные и вулканические породы были широко распространены в Аппалачской геосинклинали и во впадине зал. Св. Лаврентия. Эти отложения были последними в Аппалачской геосинклинали перед сильным акадским орогенезом (средний девон), во время которого почти весь район подвергся складчатости, был интрудирован гранитными батолитами, поднят и эродирован, после чего начиная с позднего девона и до перми здесь протекала континентальная седиментация.

Силурийские и нижнедевонские толщи в большинстве случаев легко отличимы от кембро-ордовикских. Они представлены вулканогенно-осадочными образованиями с вулканическими породами преимущественно кислого состава, с большим количеством туфов и брекчий, песчаников и конгломератов, глинистых сланцев и известняков. Часть этих грубообломочных отложений, представленных красноцветами, имеет, очевидно, континентальное происхождение. Силурийско-девонские отложения сформировались в трогах и межгорных впадинах в условиях мелководных морей, распространявшихся между таконскими геоантиклинальными поднятиями (рис. 10). Время от времени в позднем силуре и раннем девоне море в пределах континентальной Канады отступало из трогов, и тогда здесь преобладало континентальное осадконакопление. Значительные складчатые движения или проявления магматической деятельности на континенте в это время не наблюдались; возможно, что они имели место в позднем силуре и раннем девоне на территории Центрального Ньюфаундленда. На некоторых участках Авалонского срединного массива накапливались тонкозернистые обломочные осадки. На площади массива Св. Лаврентия отлагались известняки и глины, а западнее, в Южном Онтарио, были развиты эвапоритовые бассейны.

Трог Нотр-Дам. Силурийские и девонские отложения на материковой части Атлантических провинций сформировались в трогах Гаспе и Фредериктон, расположенных между геоантиклиналями Квебек и Мирамичи, с одной стороны, и Авалонским массивом — с другой. В Ньюфаундленде породы силура (а в одном местонахождении — нижнего девона) обнаружены в троге между геоантиклиналью Берлингтон и Авалонским массивом. Отложения трога Гаспе в Северном Нью-Браунсике и в Южном Квебеке представлены двумя резко различающимися по составу слагающих их пород зонами, каждая из которых литологически весьма не выдержана. Северная зона — это главным образом алевролиты и известняки с некоторым количеством кварцитов и вулканических пород, образовавшиеся в относительно стабильных условиях. В нижнедевонских известняках на контакте с гранитами девонского возраста развиты скарны, с которыми связаны основные месторождения сульфидов меди Гаспе.

В южной зоне, на западе Нью-Брансуика, полосчатые известняки, залегающие в основании силура (свита Матапедия), последовательно перекрываются тонкослоистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами от ранне- до позднесилурийского возраста. Породы южной зоны имеют значительно бо́льшую мощность и в изобилии включают кислые вулканические породы, в меньшей степени — андезиты и базальты, сопровождаемые обычно менее дифференцированными пластами алевролитов и кварцитов и подчиненными прослоями известняков. На ряде участков отмечаются проявления вулканизма. В нижнедевонских песчаниках и глинистых сланцах обычно встречается редкая морская фауна, иногда присутствуют обугленные растительные остатки. Отложения трога Фредериктон довольно бедны фауной. Турбидитовая толща, приуроченная к северному борту трога, сложена граувакками и аспидными сланцами со средне- и позднесилурийскими граптолитами. Юго-восточнее она сменяется мелководными отложениями и граптолитами.

Силурийские породы трога Нотр-Дам на Ньюфаундленде не всюду достаточно хорошо датированы, но содержат раковины, указывающие на ранне- и среднесилурийский возраст [Williams H., 1967]. Они расчленяются на четыре литолого-стратиграфические толщи (снизу вверх): 1) преимущественно граувакковую; 2) осадочную с преобладанием конгломератов в разрезе; 3) вулканогенную; 4) толщу слюдистых песчаников (от красно- до серо-цветных). Последовательность отложения перечисленных выше толщ отражает условия седиментации, изменявшиеся от глубоководных в самом начале силура до мелководных и затем континентальных в раннем венлоке. В нижнем девоне на территории Юго-Западного Ньюфаундленда были развиты континентальные обломочные толщи с остатками растений, сменяющиеся по простиранию кристаллическими сланцами и гнейсами.

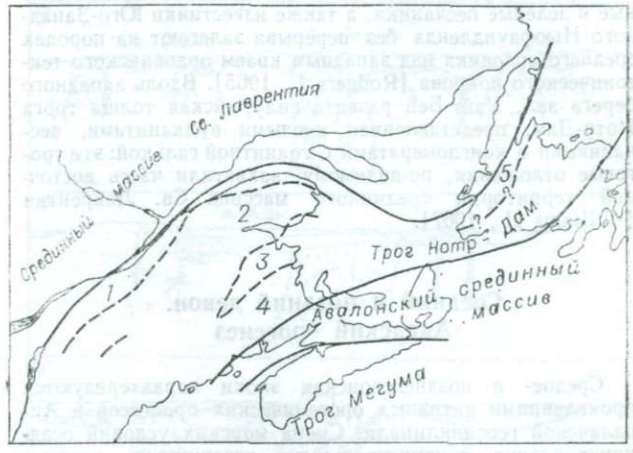


Рис. 10. Силурийские и нижнедевонские структурные элементы Атлантических провинций и прилегающей территории Квебека [Poole W. H., 1967].

1 — Квебекская геоантиклиналь; *2* — трог Гаспе; *3* — геоантиклиналь Мирамичи; *4* — трог Фредериктон; *5* — геоантиклиналь Барлингтон.

Трог Мегума. Накопление вулканитов, глин и кварцевых песков неуверенно датируемой формации Уайт-Рок, по-видимому, происходило в раннем и среднем силуре. В позднем силуре отлагались литологически сходные алевролиты, глины и кварцевые пески формации Кентвилл, а местами — конгломераты с гальками вулканических пород. В раннем девоне море обмелело, что привело к накоплению глинистых известняков с гематитовым ожелезнением. Формированием этой толщи завершилось осадконакопление в троге Мегума.

Авалонский срединный массив. Силурийские и нижнедевонские отложения в пределах Авалонского массива аккумулировались в северной материковой части Новой Шотландии и на о. Кейп-Бретон. Толщи группы Арисейг, на материке сложены алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками мощностью 1000 м с раковинной фауной, характеризующей возраст от раннесилурийского до раннедевонского. Более молодые нижнедевонские зеленоцветные и красноцветные песчанистые отложения свиты Нойдарт согласно перекрывают пласты группы Арисейг, совместно с красноцветами позднесилурийского возраста характеризуют континентальный тип осадконакопления, положившего начало наступлению акадского орогенеза.

В восточной части о. Кейп-Бретон предположительно силурийские или нижнедевонские кварциты с полевошпатовыми песчаниками и конгломератами, содержащими гальку вулканических пород (свита Миддл-Ривер), несогласно залегают на кембрийских толщах [Weeks L. J., 1954].

Срединный массив Св. Лаврентия. Силурийские осадочные породы в Квебекской впадине отсутствуют, однако ранее они, вероятно, были развиты в этом районе. Западнее, в провинции Онтарио, они представлены преимущественно доломитами, в которых часто встречаются рифовые сооружения. В позднесилурийских бассейнах формировались эвапориты. На о. Антикости силурийские известняки согласно перекрывают отложения ордовика. Возможно, что дно северной части зал. Св. Лаврентия к югу от о. Антикости сложено более молодыми образованиями силура и девона.

Верхнесилурийские — нижнедевонские красноцветные и зеленые песчаники, а также известняки Юго-Западного Ньюфаундленда без перерыва залегают на породах среднего ордовика над западным краем ордовикского тектонического покрова [Rodgers J., 1965]. Вдоль западного берега зал. Уайт-Бей развита силурийская толща трога Нотр-Дам, представленная кислыми вулканитами, песчаниками и конгломератами с гранитной галькой: эти троговые отложения, по-видимому, захватили часть восточной территории срединного массива Св. Лаврентия [Williams H., 1967].

Средний и поздний девон. Акадский орогенез

Средне- и позднедевонская эпохи характеризуются проявлениями активных орогенических процессов в Аппалачской геосинклинали. Смена морских условий осадконакопления континентальными завершилась приблизительно к концу раннего девона. Последевонская седиментация уже не являлась унаследованной. Сформировался новый структурный план, возникли новообразования и, следовательно, новый тип условий седиментации, определявшийся близлежащими поднятиями. Средне- и верхнедевонские отложения в Аппалачской геосинклинали встречены лишь в нескольких местах и представлены континентальными грубообломочными песчаниками и конгломератами, иногда потоками основных лав. В пределах срединного массива Св. Лаврентия (в южной части Онтарио) отлагались известняки и глины.

Главная фаза акадского орогенеза характеризовалась складчатостью, разрывными нарушениями, метаморфизмом, гранитными интрузиями, поднятиями и эрозией. Почти вся Аппалачская геосинклиналь до границы континентального шельфа на востоке вместе с прилегающими участками срединного массива Св. Лаврентия превратилась в устойчивый кратон, который впоследствии деформировался лишь под действием разрывов, коробления и пологого прогибания поверхности фундамента, причем степень деформаций убывала на протяжении позднего палеозоя.

Верхняя часть нижнедевонских отложений и среднедевонские отложения. В материковой части трога Нотр-Дам морские условия седиментации сохранялись с силура почти до раннего девона (зигенский ярус), в котором началось отложение серых континентальных песчаников с растительными остатками. В Гаспе нижнедевонские морские карбонатные породы (известняки Гаспе) были перекрыты нижнедевонскими же (эмзинскими) полевошпатовыми песчаниками Йорк-Ривер, переходящими вверх по разрезу сначала в песчаники и конгломераты Баттери-Пойнт, а выше — в возможно среднедевонские (эйфельские) красноцветные конгломераты Мелбайе [Mc Gerrigle H. W., 1950]. Залегающие ниже песчаники содержат остатки как водорослей, так и морских раковин и характеризуют переход от морских к континентальным отложениям. Эти обломочные породы заполнили глубокий трог, образовав 3000-метровую толщу, в которой вверх по разрезу в возрастающей степени увеличивается количество конгломератов. Комплекс пород, выполняющий трог, может рассматриваться как синорогенный флиш, образовавшийся на ранних фазах акадского орогенеза. Источники сноса располагались на юге, возможно в районе воздымавшейся геоантиклинали Мирамичи, прорванной девонскими гранитами. По-видимому, фронтенакские вулканиты Восточного Квебека также связаны с породами трога. Ближе к поднимавшемуся орогенному массиву, вдоль зал. Шалер, на южном берегу п-ова Гаспе, отлагались грубообломочные красноцветные песчаники и конгломераты формации Пайрет-Ков.

В троге Мегума седиментация завершилась в начале или середине раннего девона; в это время тонкозернистые морские обломочные породы перемежались с гематитсодержащими толщами, что свидетельствовало о мелководных прибрежных условиях. В пределах материковой части Авалонского массива, в северной части Новой Шотландии, на морских отложениях группы Арисейг согласно залегают континентальные красноцветы, серые песчаники и алевролиты середины нижнего девона (Нойдарт).

Возможно, что в конце раннего и в среднем девоне, в ходе ранней фазы акадского орогенеза, отложились красноцветные песчаники и конгломераты, а также кислые и основные вулканические породы группы Ривер-Джон. На о. Кейп-Бретон кембрийские толщи несогласно перекрывают континентальные отложения формации Макадам-Лейк, представленные флористически охарактеризованными конгломератами, аркозами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями туфов.

Нижне- и (или) среднедевонские континентальные образования трога Нотр-Дам обнажаются в юго-западной части о. Ньюфаундленд. Это аспидные сланцы с остатками растений, прослоями кварцитов и конгломератов общей мощностью 3000 м, объединенные в группу Бей-дю-Норд. По простиранию эти породы сменяются кристаллическими сланцами и гнейсами; они интрудированы девонскими гранитами. Их ограниченное распространение и континентальный облик отражают общие субаэральные условия, существовавшие в геосинклинали по крайней мере в позднем силуре и девоне. В пределах Авалонского массива, на территории Юго-Восточного Ньюфаундленда, породы этого возраста отсутствуют, что также свидетельствует о перерыве в отложении или эрозии. Нижне- и среднедевонские осадки массива Св. Лаврентия установлены на юге Онтарио, а в остальных местах были размыты.

Акадский орогенез. Мы применяем термин «акадский орогенез» для характеристики орогенических движений, в ходе которых Аппалачская геосинклиналь и пограничные участки массива Св. Лаврентия в среднем и начале позднего девона подверглись складчатости, были нарушены разломами, метаморфизованы, интрудированы гранитными штоками и батолитами, приподняты и эродированы (рис. 11). В узком смысле применение этого понятия может быть сведено к экстремальной орогенической фазе геосинклинали.

Отсутствие отложений верхнего силура в троге Нотр-Дам не позволяет удовлетворительно проанализировать геологическое развитие о. Ньюфаундленд в это время, хотя можно допустить, что этот участок платформы был приподнят и подвергался эрозии. Данные изотопного определения возраста гранитов и метаморфических пород ясно указывают на наличие интенсивной фазы орогенеза в среднем девоне (т. е. одновременно с материковой областью); точно так же пласты обломочных пород каменноугольного возраста могут рассматриваться как продукт стадии угасания акадского орогенеза.

Согласно одной из моделей теории тектоники плит начиная с ордовика и до позднего девона протекало развитие погружающейся на восток зоны субдукции; в это время восточные Приморские провинции были причленены к Марокко. Акадский орогенез подразделяется на раннюю фазу, отвечающую раннему и началу среднего девона (иногда, возможно, и позднему силуру), и на главную фазу, проявившуюся в конце среднего и в начале позднего девона. Фаза угасания акадского орогенеза характеризуется термином «меритаймский (приморский)» диастрофизм. Эта фаза характеризуется грубыми и тонкозернистыми континентальными отложениями, образовавшимися за счет сноса с блоковых поднятий акадского орогенного массива и отложившихся несогласно на его площади (в грабенах и впадинах) от позднего девона до перми. Временное прекращение тектонических движений в се-

редине миссисипия привело к отложению виндзорских карбонатных пород и эвапоритов.

В связи с этой фазой диастрофизма известен только один глубинный процесс, сопровождавшийся локальным незначительным метаморфизмом (аспидно-сланцевая стадия). Для описания тектонических событий, связанных преимущественно со складчатостью и надвиганием в каменноугольных и более древних отложениях Аппалачского региона США, использовались такие термины, как «аппалачская революция», «аппалачский диастрофизм», «аллеганский диастрофизм». Однако различный характер тектоники и эпиэвгеосинклинальное расположение послеакадских отложений Аппалачского региона Канады требуют применения иного термина.

Аппалачская геосинклиналь. В ходе главной фазы акадского орогенеза в конце среднего и начале позднего девона подверглись складчатости и были нарушены разломами троги Мегума и Нотр-Дам, а также Авалонский срединный массив. Частично породы были метаморфизованы до кристаллических сланцев и гнейсов и интрудированы гранитными батолитами. Весь этот регион был приподнят и эродирован. Некоторые разрывы на п-ове Гаспе и в восточных районах Квебека представляют собой крутые надвиги, направленные на севере к срединному массиву Св. Лаврентия.

Почти повсеместно в Аппалачской геосинклинали складки характеризуются крутизной осевых плоскостей и крутым (под различными углами) погружением шарниров к северо-востоку и к юго-западу. В региональном плане складки дугообразно изгибаются, образуя крупные складки волочения вдоль правосторонних сдвигов; простирания их изменяются от северо-восточного до восточного и затем вновь сменяются северо-восточным. Такие дугообразные очертания складок отмечаются: а) в отложениях трога Мегума; б) в породах, протягивающихся от Южного Нью-Брансуика к северной части Новой Шотландии и к о. Кейп-Бретон; в) в толщах п-ова Гаспе, Северного и Южного Ньюфаундленда [Williams H. e. a., 1969]; г) в полосе развития пород между срединным массивом Св. Лаврентия и трогом Нотр-Дам.

Основные секущие разломы, сопряженные с этими дугообразными складками, изогнуты таким же образом [Webb G. W., 1969]. Видимо, такая система складок и разрывов связана с первоначальными границами геосинклиналей и трогов. Складки и надвиги в девонских и более древних толщах на востоке п-ова Гаспе пересекаются под острым углом разломами северо-западного простирания, относящимися большей частью к поперечным сбросам относительно более молодого возраста.

Направленные к северу надвиги линии Логана, приуроченные к границе Аппалачской геосинклинали и срединного массива Св. Лаврентия, по-видимому, сформировались или по крайней мере были омоложены в позднем девоне. Надвигание на платформу характерно для большинства орогенических поясов. Бóльшая часть (если не все) движений в зоне линии Логана произошли, по-видимому, в конце девона.

Простирание линии Логана между о. Антикости и мыс. Гаспе изменяется с восточного на юго-восточное; вероятно, эта линия переходит в поперечный разлом, простирающийся на юго-восток через прол. Кабота между островами Кейп-Бретон и Ньюфаундленд к краевой части материка. Соответственно движения по разлому носили правосторонний характер, как и по предполагаемому девонскому поперечному сбросу, пересекающему побережье Нью-Джерси [Drake C. L., Woodward H. P., 1963].

Дж. Уилсон [Wilson J. T., 1962] выделил «разлом прол. Кабота» (рис. 9) и предположил, что он мог служить продолжением новошотландского левостороннего сдвига Грейт-Гленн. Р. Блэк [Black R. F., 1964] привел палеомагнитные данные в обоснование гипотезы, согласно которой в среднем или позднем девоне Ньюфаундленд развернулся относительно материка на 30° против часовой стрелки; однако геологические доказательства такого вращения отсутствуют.

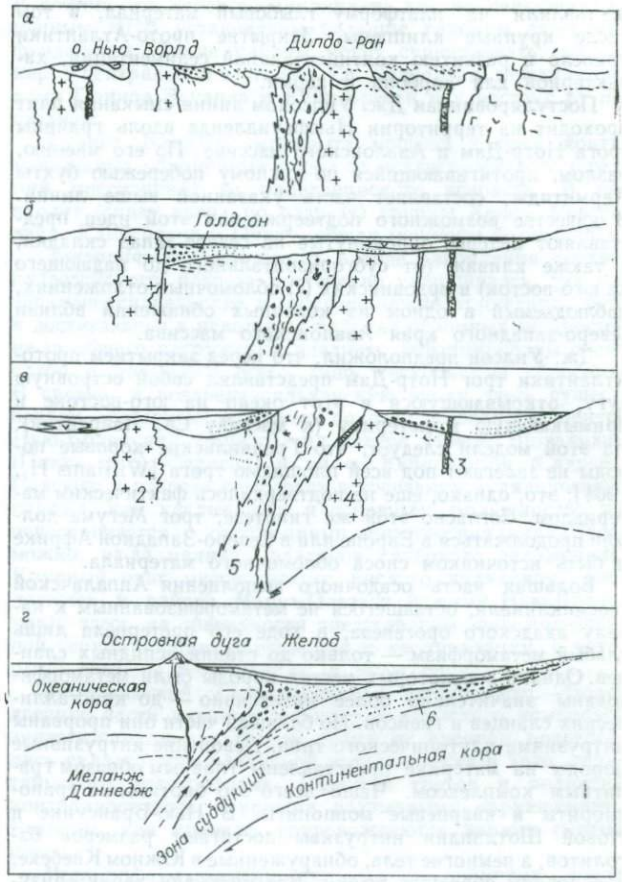


Рис. 11. Схематические гипотетические разрезы Центрального Ньюфаундленда по данным палеогеологических реконструкций [Кау М., 1972].

а — средний девон (акадский орогенез); *б* — силур (лландовери); *в* — ордовик, карадок (таконский орогенез); *г* — ордовик, лландейло; *1* — девонские граниты; *2* — гранодиориты Твиллингейт; *3* — ультраосновные породы; *4* — гранодиориты Лун-Бей; *5* — интрузии порфиритов; *6* — группа Гандер-Лейк (эвгеосинклинальный пояс).

Для того чтобы объяснить существование «тихоокеанской» и «атлантической» фаунистических провинций соответственно в северо-западной и юго-восточной части Аппалачской геосинклинали, Дж. Уилсон [Wilson J. T., 1966] высказал предположение, что в докембрии и кембрии эти два участка были разделены прото-Атлантическим океаном. Вслед за предполагаемым закрытием этого океана в результате продолжавшегося континентального дрейфа с позднего ордовика до девона Североамериканский и Европейско-Африканский континенты составляли единый материк приблизительно до триасового или до юрского периодов. Они разъединились по новой системе разломов, соответствовавших современным границам континентальных шельфов; в результате образовался Атлантический океан. В процессе закрытия прото-Атлантики возникли поднятия и литологические клинья, сложенные обломочными породами от ордовикского до каменноугольного возраста, которые перемещались на запад, к внутренним зонам платформы (т. е. к срединному массиву Св. Лаврентия). Полагают, что эти поднятия в ордовикское время

поставляли на платформу глыбовый материал, в том числе крупные клиппены. Закрытие прото-Атлантики привело к развитию континентальной седиментации, характерной для карбона и перми.

Постулированная Дж. Уилсоном линия смыкания плит проходит на территории Ньюфаундленда вдоль границы трога Нотр-Дам и Авалонского массива. По его мнению, разлом, протягивающийся по южному побережью бухты Хермитидж, составляет часть указанной выше линии. В качестве возможного подтверждения этой идеи представляют интерес опрокинутые на северо-запад складки, а также кливаж (от субгоризонтального до падающего на юго-восток) в ордовикских (?) обломочных отложениях, наблюдаемый в одном из коренных обнажений вблизи северо-западного края Авалонского массива.

Дж. Уилсон предположил, что перед закрытием прото-Атлантики трог Нотр-Дам представлял собой островную дугу, открывающуюся в этот океан на юго-востоке и примыкающую к материку (к массиву Св. Лаврентия). Из этой модели следует, что Гренвильские коровые породы не залегают под всей площадью трога [Williams H., 1964]; это, однако, еще не подтвердилось фактическим материалом. Согласно этой же гипотезе, трог Мегума должен продолжаться в Европе или в Северо-Западной Африке и быть источником сноса обломочного материала.

Бóльшая часть осадочного выполнения Аппалачской геосинклинали, оставшегося не метаморфизованным к началу акадского орогенеза, в ходе его претерпела лишь слабый метаморфизм — только до стадии аспидных сланцев. Однако в некоторых местах породы были метаморфизованы значительно более интенсивно — до кристаллических сланцев и гнейсов. По большей части они прорваны интрузиями плутонического типа. Девонские интрузивные породы на материке представлены главным образом гранитным комплексом. Чаще всего это биотитовые гранодиориты и кварцевые монцониты. В Нью-Брансуике и Новой Шотландии интрузивы достигают размеров батолитов, а немногие тела, обнаруженные в Южном Квебеке, в основном образуют штоки. Все интрузии характеризуются крутыми стенками и секущими, четкими контактами с вмещающими породами, а также развитием ореолов ороговикования.

На некоторых участках с более молодыми гранитами этой толщи — мусковитовыми — связаны рудопроявления фтора, бора, бериллия, олова, вольфрама и молибдена. Иногда скарны содержат полиметаллическое оруденение (например, в северной части Гаспе). Девонские гранитные тела, интрудирующие в некоторых зонах материковую часть Авалонского массива, по составу аналогичны интрузиям трогов, но меньших размеров. Несколько девонских плутонов сложены диоритами и габбро; один небольшой шток в Южном Нью-Брансуике — перидотитово-габбровый.

Интрузивные породы Ньюфаундленда несколько отличаются от развитых на материке. В западных, южных и восточных частях трога Нотр-Дам и в западной половине Авалонского массива широко распространены обычные биотитовые гранодиориты и кварцевые монцониты. Осевые части трога прорваны штоками и батолитами, ядра которых сложены горнблендитовыми гранодиоритами и кварцевыми монцонитами, а периферические части — породами мафического состава: габбро и диоритами. Такие интрузии сложного строения явно моложе вмещающих силурийских пород, хотя в некоторых случаях в приконтактовых мафических зонах интрузивов согласно калий-аргоновому методу были получены данные, соответствующие среднему ордовику. Интрузии западной половины Авалонского массива представлены гранодиоритами и кварцевыми монцонитами, внедрившимися из области развития примыкающей геосинклинали. Иногда в этих породах встречается флюорит, который добывается в одном из округов в южной части п-ова Бьюрин.

После складчатости, регионального метаморфизма и внедрения гранитных интрузий в период главной фазы акадского орогенеза Аппалачская геосинклиналь превратилась в устойчивый ороген, который в позднем девоне и в более позднее время был приподнят и подвергся интенсивной эрозии. Грубообломочные красноцветы позднего девона или чаще карбона со значительным угловым несогласием перекрывают породы орогена.

Срединный массив Св. Лаврентия. Породы, слагающие массив Св. Лаврентия, были слабо деформированы на территории Южного Квебека и умеренно, а иногда и сильно в западной части Ньюфаундленда. Породы в зоне предположительно девонских надвигов линии Логана подверглись интенсивной складчатости.

Отложения, перекрывающие выступы гренвильского фундамента, в Западном Ньюфаундленде были смяты в складки и нарушены разломами, а на юго-западе Ньюфаундленда — метаморфизованы. Геосинклинальные толщи тектонического покрова Юго-Западного и Северного Ньюфаундленда подверглись складчатости, нарушены сбросами и метаморфизованы.

Отложения верхнего девона. На устойчивом Акадском орогене от зал. Фанди до зал. Уайт-Бей у северного побережья о. Ньюфаундленд образовалась зона крутопадающих сбросов северо-восточного простирания. Более древние тектонические элементы уже не оказывали влияния на характер осадконакопления; сформировался новый структурный план, развивавшийся с позднего девона до перми, при этом интенсивность тектонических движений постепенно уменьшалась.

Зона расчлененного Акадского орогена, в которой накапливались мощные комплексы континентальных обломочных пород с одним кратким «перерывом» морской седиментации в середине миссисипия, была также зоной трогообразования и развития движений по сбросам, ограничивавшим внутренние линейные поднятия. Эта зона, называемая «эпиэвгеосинклиналью Фанди», граничит на северо-западе с впадиной Нью-Брансуик и на юго-востоке — с платформенными участками Новой Шотландии и Ньюфаундленда. Д. Келли [Kelley D. G., 1967] назвал эпиэвгеосинклиналь и массивы «прогибом Фанди».

Зону наиболее мощной седиментации и проявления слабых деформаций, имевших место в карбоне, называют «геосинклиналью», а не трогом или впадиной, так как она фактически представляет собой совокупность изолированных трогов, впадин и приподнятых размывавшихся участков со сложной и разнообразной историей положительных и отрицательных движений.

Границы геосинклинали проводятся в зонах, где относительно маломощные и практически не деформированные платформенные отложения сменяются мощными складчатыми образованиями геосинклинали. По сравнению с платформенными геосинклинальные отложения характеризуются значительным разнообразием мощностей и литологического состава и большей длительностью седиментации.

Верхнедевонские отложения встречены лишь в нескольких местах в пределах Аппалачской геосинклинали, а на площади массива Св. Лаврентия — лишь в Южном Онтарио. Отложения геосинклинали представлены континентальными грубообломочными и глинистыми породами, иногда с эффузивами. Во впадине Нью-Брансуик, в районе зал. Шалер, 14-метровая пачка полимиктовых конгломератов Флеран перекрыта 110-метровой толщей серых глинистых сланцев и песчаников Эскуминак с остатками рыб и растений прекрасной сохранности [Alcock F. J., 1936]. Конгломерат содержит гальку и валуны гранитов и других пород.

Вдоль южного борта бассейна Нью-Брансуик (на юго-западе Нью-Брансуика) развита формация Перри; это 800-метровая толща красноцветных верхнедевонских конгломератов с остатками растений, включающая несколько

базальтовых потоков. На новошотландском участке срединного массива обнажения верхнего девона неизвестны. Верхнедевонские породы — обычно красноцветные конгломераты и песчаники со спорами — встречены в нескольких местах в эпиэвгеосинклинали Фанди.

В пределах Ньюфаундлендского массива верхнедевонские конгломераты с гранитной галькой и аркозовые песчаники несогласно перекрывают кембрийские кварциты и прорваны Беллорамским гранитным штоком предположительно позднедевонского возраста. Далее к востоку на верхнедевонские конгломераты с юго-востока надвинуты породы гадринского возраста.

Карбоновые и пермские отложения. Меритаймский диастрофизм

Обломочный материал, снесенный с Акадского орогена, вошел в состав каменноугольных и пермских отложений во всех провинциях Атлантического региона. Литолого-фациальный состав их в платформенных районах сравнительно простой, но в пределах эпиэвгеосинклинали Фанди он значительно усложняется в результате взаимодействия поднятий и прогибов. Более детально ознакомиться с этими вопросами можно в работах Д. Келли [Kelley D. G., 1967], [Poole W. H., e. a., 1970], Э. Белта [Belt E. S., 1965; 1969]. Региональное обобщение выполнено У. Гассоу (Gussow W. C., 1953), Р. Хоуви и Л. Каммингом [Howie R. D., Cumming L. M., 1963]. Стратификация устанавливалась по ископаемым растениям, спорам и беспозвоночным, а для пермских отложений — по позвоночным. Каменноугольные окаменелости коррелируются с европейскими формами, поэтому европейские стратиграфические наименования используют чаще, чем североамериканские термины.

Карбоновые и пермские отложения. Отложения карбона и перми подразделяются на три литолого-стратиграфические группы. Часть фауны и, возможно, некоторая флора контролировались фациальными условиями, и поэтому их нельзя считать надежными индикаторами геологического времени [Schenk P. E., 1967]. Наиболее древняя группа в Новой Шотландии носит название Гортон [Bell W. A., 1929], а в Нью-Брансуике и Ньюфаундленде она называется уже иначе. Возраст этих пород преимущественно турнейский (начало раннего миссисипия). В целом группа Гортон и ее аналоги сложены континентальными красноцветными и серыми конгломератами, песчаниками и глинами, перекрывающими неровную эрозионную поверхность акадского орогена. Мощности не выдержанные и достигают 3000 м. Некоторые пласты на юге Нью-Брансуика битуминозны, содержат альбертитовые жилы и имеют продуцирующие и коллекторские свойства на небольшом газонефтяном месторождении Стоуни-Крик.

Вышележащая очень характерная группа Виндзор — 1000-метровая толща известняков, гипсов, солей, красноцветных песчаников, глин и конгломератов. Возраст группы преимущественно визейский (среднемиссисипский). В ней содержится единственная в послеакадском палеозойском разрезе морская пачка, свидетельствующая о временном уменьшении тектонической активности.

Распространение пород групп Гортон и Виндзор ограничено пределами эпиэвгеосинклинали Фанди, хотя местами они захватывают и платформенные области — в Южном Нью-Брансуике, на юго-западе Ньюфаундленда и на юге Новой Шотландии. Известны два крупных «языка» пород группы Виндзор: первый представлен известняками и гипсами в Западном Нью-Брансуике (район Пластер-Рок) и второй — известняками, протягивающимися вдоль побережья на юге Галифакса. Можно предполагать развитие мощных гортонских и виндзорских отложений в глубоких впадинах зал. Св. Лаврентия и на шельфах к востоку от эпиэвгеосинклинали, где по сейсмическим данным МПВ установлены большие глубины залегания фундамента. Такие районы могут существовать, например, в центральной части зал. Св. Лаврентия, между островами Принца Эдуарда и Кейп-Бретон и к востоку от последнего.

Группа Виндзор перекрыта мощной толщей континентальных обломочных пород от поздневизейского (средний миссисипий) до раннепермского возраста. В нее входят (снизу вверх по разрезу) группы Кенсо, Риверсдейл, Камберленд и Пикту; общая мощность более 6000 м.

Тектоническая активность в ходе накопления верхнепалеозойского разреза постепенно уменьшалась, так что верхнепенсильванские и нижнепермские отложения, хотя и достигающие в некоторых районах огромных мощностей из-за общего погружения впадины, деформированы очень слабо и нарушены всего лишь несколькими сбросами. В средне- и позднепенсильванскую эпоху здесь существовали обширные торфяные болота, особенно в центре Нью-Брансуика (Минто), на севере Новой Шотландии (Пикту и Камберленд) и на о. Кейп-Бретон (Сидней). Повсюду в разрезе комплекса встречаются вулканические породы, как кислые, так и основные. Большинство их переслаивается с отложениями эпиэвгеосинклинали (возможно, из-за наличия разломов глубокого заложения). Крупный очаг миссисипского кислого вулканизма расположен в районе Маунт-Плезант (южный Нью-Брансуик); здесь на поверхности представлены зоны интенсивной серицитизации, окремнения и каолинизации, с которыми связаны полиметаллы и руды олова.

Меритаймский («приморский») диастрофизм. Более древние части каменноугольного и пермского комплекса эпиэвгеосинклинали Фанди время от времени подвергались складчатости различной интенсивности в ходе меритаймского диастрофизма. Развитие трогов и поднятий контролировалось крупными разрывными нарушениями. Разломы, как правило, сопровождаются зонами смятия пород.

Метаморфизм каменноугольных и пермских пород ничтожен, если не считать зоны, протягивающейся от южного побережья Нью-Брансуика, вдоль разлома на северном берегу впадины Минас к зал. Чедабукто и далее, по направлению к океану. В этой зоне в складчатых породах карбона обнаружен кливаж, не встреченный более нигде в области развития отложений каменноугольного возраста Атлантических провинций. Интересно, что с этой зоной метаморфизма средне- или позднепенсильванского возраста установленного более или менее точно) совпадает зона позднетриасовых нарушений, седиментации и вулканизма.

Оруденение. Состав минеральных комплексов и особенности структурного контроля оруденения, приуроченного к отложениям карбона, характерны для посторогенного этапа. В базальных слоях известняков (группы Виндзор) встречаются барит, галенит, сфалерит и минералы серебра. В других местах отмечаются также флюорит, барит и стронциевые минералы. В кислых миссисипских эффузивах имеется сульфидная минерализация. В каменноугольных отложениях, по-видимому, вблизи поднятий более древних пород обнаружены пласты с окислами марганца и сульфидами свинца; источником оруденения, вероятно, служили эти поднятия. В нескольких местах установлено присутствие урановых минералов и битумопроявлений.

Мезозой

Отложения от позднепермских до среднетриасовых в Атлантических провинциях неизвестны. В это время район, видимо, подвергался эрозии, а продукты разрушения аккумулировались на континентальных шельфах.

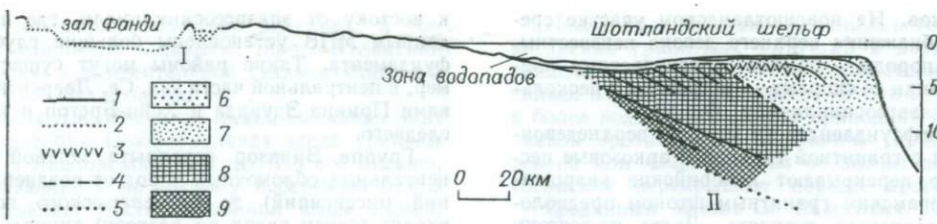


Рис. 12. Поперечный профиль через Новую Шотландию и Шотландский шельф [King L. H., 1972]. Показаны мезозойско-кайнозойские отложения и поверхности выравнивания.

1 — Атлантическая Высокая равнина; *2* — низменности с осадочными образованиями от карбона до триаса; *3* — третичные русловые отложения; *4* — несогласная граница третичных и меловых пород; *5* — зона водопадов («пенеплен»); *6—9* — отложения: *6* — четвертичные, *7* — третичные, *8* — меловые, *9* — юрские; *I* — останец нижнемеловых пород, *II* — фундамент, по-видимому нарушенный сбросами.

Отложения триаса и палисадский диастрофизм. В ходе палисадского диастрофизма (поздний триас) в результате возникновения крупных разломов, протянувшихся от зал. Фанди к зал. Чедабукто и к Шотландскому шельфу, образовался прогнутый трог, в котором накопилось более 1000 м континентальных красно- и сероцветных конгломератов, песчаников и глин (формации Уолфвилл, Бломинтон), перекрытых несколькими сотнями метров толеитовых базальтов (базальты Норт-Маунтин) [Klein G., 1962], местами с исключительно разнообразными цеолитами [Aumento F., 1966]. Осадочные породы представлены речными и озерными фациями. Найдены фаунистические остатки только неморского генезиса: раковины, кости пресмыкающихся, зубы позвоночных, рыбья чешуя.

Основные тафрогенные движения вдоль Аппалачского пояса обусловили растяжение коры и раскрытие в юрское время ныне существующего Атлантического океана. Триасовые грабены свидетельствуют о существовании здесь в то время как в тектоническом, так и в седиментологическом смысле «провинции Хребтов и Долин». Триасовые отложения были собраны в пологие складки с углами падения до нескольких градусов. Зона карбонового метаморфизма и триасовых разрывов проходит от зал. Чедабукто на восток, на Шотландский шельф, где по данным гравиметрии (отрицательная аномалия) и сейсморазведки МПВ ей соответствует глубокий трог, заполненный осадочными образованиями.

Юрские и меловые дайки. В Канадских Аппалачах юрские отложения не обнаружены, однако они имеются на шельфе. Ненарушенные лампрофировые дайки, секущие складчатые ордовикские и силурийские породы зал. Нотр-Дам на о. Ньюфаундленд, по-видимому, имеют (по данным калий-аргонового метода) позднеюрский — раннемеловой возраст.

Меловые отложения, интрузии, эрозия. Меловые отложения на побережье в пределах Аппалачского региона Канады встречены в одном месте: в Южном Квебеке имеются монтерегийские штоки щелочных пород, внедрившиеся в меловое время. Близ Труро на севере Новой Шотландии установлены глины, алевролиты, пески и лигниты предположительно раннемелового возраста. Меловые отложения развиты на большей части Шотландского шельфа и Большой Ньюфаундлендской банки; они подстилаются юрскими осадками [Mc Jvor N. L., 1972; Bartlett G. A., Smith L., 1971], накопление которых началось после раскрытия Атлантики в мезозое (рис. 12). Колебания уровня Мирового океана привели тогда к значительному вымыванию масс суши и выносу материала на шельфы.

Меловой период, как полагают, был временем эпейрогенического поднятия и сопутствующих разрывных нарушений в Восточной Канаде. По мнению П. Кумарапелли и В. Саула [Kumarapeli P. S., Saull V. A., 1966], в это время развивался рифт, протянувшийся вдоль долины р. Св. Лаврентия и далее на северо-запад через Гренвильский кратон. Ряд разломов установлен этими исследователями только по геоморфологическим признакам. Тем не менее интересно отметить, что и лигниты Новой Шотландии, и углефицированная древесина, и фоссилизированные листья, найденные вдали от этого района, близ Шеффервилла (п-ов Лабрадор), и внедрение монтерегийских штоков свидетельствуют об эйперогеническом подъеме, возможно сочетавшемся с нормальными сбросами. Вероятно, именно в это время с Канадского щита была смыта значительная доля его палеозойского чехла.

Кайнозой

Третичные отложения, широко развитые в области Шотландского шельфа и Большой Ньюфаундлендской банки, на побережье не известны. В районе о. Сейбл, вблизи внешнего края Шотландского шельфа, мощность третичных глин, алевролитов и глинистых песков превышает 1000 м.

У. Г. Пул.

КАНАДСКИЙ ЩИТ

Докембрийские образования Канадского щита занимают площадь 4 828 000 км² на территории Канады, а также районов оз. Верхнего и гор Адирондак в США. За исключением северо-восточного борта, обращенного к Гренландскому щиту, Канадский щит обрамлен относительно ненарушенными фанерозойскими породами, сохранившимися благодаря устойчивому докембрийскому фундаменту. Возможно, что когда-то они покрывали весь щит, но в настоящее время сохранились лишь в виде отдельных останцов, как, например, в районе Гудзонова залива или в пределах многочисленных небольших сбросовых впадин. Очень хороший общий обзор, посвященный Канадскому щиту, а также детальные описания и карты можно найти в монографии под редакцией Р. Дугласа [Douglas R. J., 1970].

Рельеф и оледенение

Поверхность Канадского щита представляет собой древний пенеплен. От наиболее низменной части, приуроченной к западному побережью Гудзонова залива, рельеф повышается от отметок около 300 м у западной границы щита и до 1500 м и более на Атлантическом побережье. Относительные высоты поверхности пенеплена не превышают нескольких сотен метров, и лишь у берегов Атлантики, в условиях горного рельефа, имеются глубоко врезанные фиорды.

В плейстоцене вся площадь Канадского щита была покрыта ледником; на некоторых островах Арктического архипелага и сейчас имеются ледяные шапки. Ледник срезал бо́льшую часть коры выветривания; после его отступления в ряде мест остался холмистый рельеф коренных пород, перемежающийся с низменными участками, сложенными ледниковыми отложениями и заболоченными. Обширные площади покрыты ледниково-озерными глинами, поэтому коренные обнажения довольно редки. Оледенение разрушило доледниковую гидрографическую сеть и оставило бесчисленные озера, перекаты, водопады и подпруженные реки.

Структурные провинции

Канадский щит подразделяется на ряд структурных провинций. Границы их проводятся по изменению простираний основных структурных элементов, т. е. вдоль главных несогласий, либо, при их отсутствии, вдоль границ орогенных сооружений. Некоторые провинции показаны на рис. 13.

Временны́е подразделения

Хотя полевые работы на Канадском щите носили в общем рекогносцировочный характер, все же для большей части территории были составлены геологические карты. В результате съемочных работ были разрешены многие локальные вопросы, связанные со структурными и стратиграфическими особенностями региона. Однако до внедрения изотопных методов определения возраста региональная корреляция была весьма затруднена. Приблизительно к 1970 г. имелось уже около 2400 анализов, выполненных большей частью калий-аргоновым, а также U—Pb и Rb—Sr-методами.

В пределах Канадского щита выделены четыре главных этапа складчатости, сопровождавшихся метаморфизмом

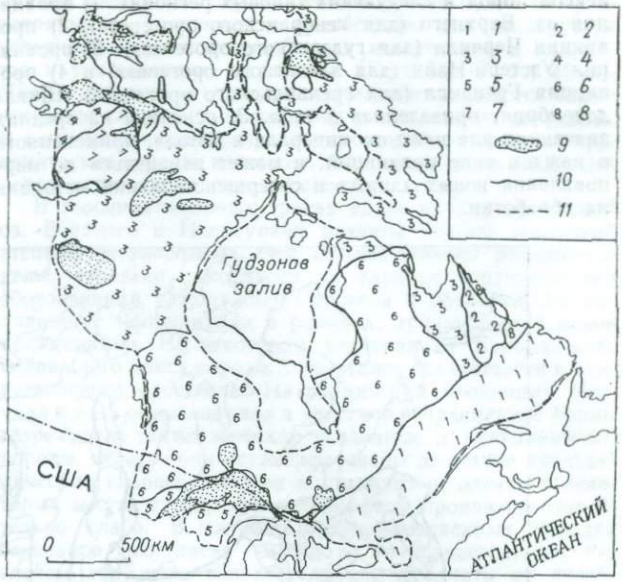


Рис. 13. Структурные провинции и орогенезы Канадского щита.
1—8 — орогенезы и провинции: *1* — гренвильский (Гренвилл), *2* — элсонский (Уэстерн-Найн), *3—5* — гудзонский (*3* — Черчилл, *4* — Большого Медвежьего озера, *5* — Южная), *6—8* — кеноранский (*6* — оз. Верхнего, *7* — Йеллоунайф, *8* — Истерн-Найн); *9* — покровы кратонные; *10* — границы распространения орогенов; *11* — граница Канадского щита.

и внедрением гранитных интрузий; каждый из этих этапов сменялся эпейрогеническим подъемом региона. Затем, вслед за периодом глубокой эрозии, происходило формирование несогласно залегающих осадочных и вулканогенных толщ. На основании этих данных представляется возможным реконструировать временну́ю шкалу, последовательно отражающую историю геологического развития региона [Stockwell C. H., 1964, 1973]. Самыми значительными и широко распространенными событиями геологической истории щита были орогенезы; наиболее важные границы на картах, отражающие коренные изменения геологических условий, определяются крупными несогласиями.

Поэтому для проведения временны́х границ между периодами, эрами и веками удобнее всего использовать время завершения орогенических фаз (табл. 3). В таблице приведены наименования орогенезов и временны́х подразделений, указан возраст границ между ними. Время завершения каждого орогенеза довольно строго ограничивается кратким интервалом между наиболее молодой документируемой фазой орогенеза и самым древним фиксированным эпейрогенезом. Например, известно, что пегматиты обычно представляют собой самую молодую фазу орогенеза, их возраст определяется U—Pb-методом по уранините и монациту. Возраст связанных с эпейрогеническим подъемом метаморфитов и остывающих интрузивных тел определяется калий-аргоновым методом по амфиболам, образовавшимся во время орогенической фазы; это наиболее эффективно, так как в таком амфиболе аргон сохраняется при более высоких температурах, чем в слюдах. Результаты Rb—Sr-датировки не включены в таблицу из-за неточности периода полураспада ^{87}Rb. В соответствии с рекомендациями Американской комиссии по стратиграфической номенклатуре (1961 г.) возраст орогенезов определяется не столько по изотопным данным, сколько главным образом на основании изучения комп-

ТАБЛИЦА 3

Хроностратиграфическая корреляционная шкала докембрия Канадского щита

Эон	Эра	Подэра	Орогенез	Возраст временны́х границ, млн. лет *
				—570—
Протерозой	Гадринская			—1000—
	Геликийская	Неогеликийская	Гренвильский	—1400—
		Палеогеликийская	Элсонский	—1800—
	Эфебская		Гудзонский	—2560—
Архей			Кеноранский	

* Определение возраста временны́х границ основано на U—Pb и K—Ar-методах.

лексов пород в следующих типовых регионах: 1) провинция оз. Верхнего (для кеноранского орогенеза), 2) провинция Черчилл (для гудзонского орогенеза), 3) провинция Уэстерн-Найн (для элсонского орогенеза) и 4) провинция Гренвилл (для гренвильского орогенеза). Шкала докембрия, приведенная в табл. 3, основана на средних значениях для каждого минерала и метода, примененного в каждом типе провинций, и может изменяться по мере появления новых данных и совершенствования методики их обработки.

Стратиграфические подразделения и история орогенических движений

Начальные этапы геологической истории щита изучены плохо; последующие 2 млрд. лет оставили в разрезе четкий след в виде четырехкратно возобновлявшихся циклов (четырех ступеней цикла): седиментация—орогенез—эпейрогенез—глубокая эрозия. Каждый орогенез сопровождался сравнительно незначительными посторогенными интрузиями.

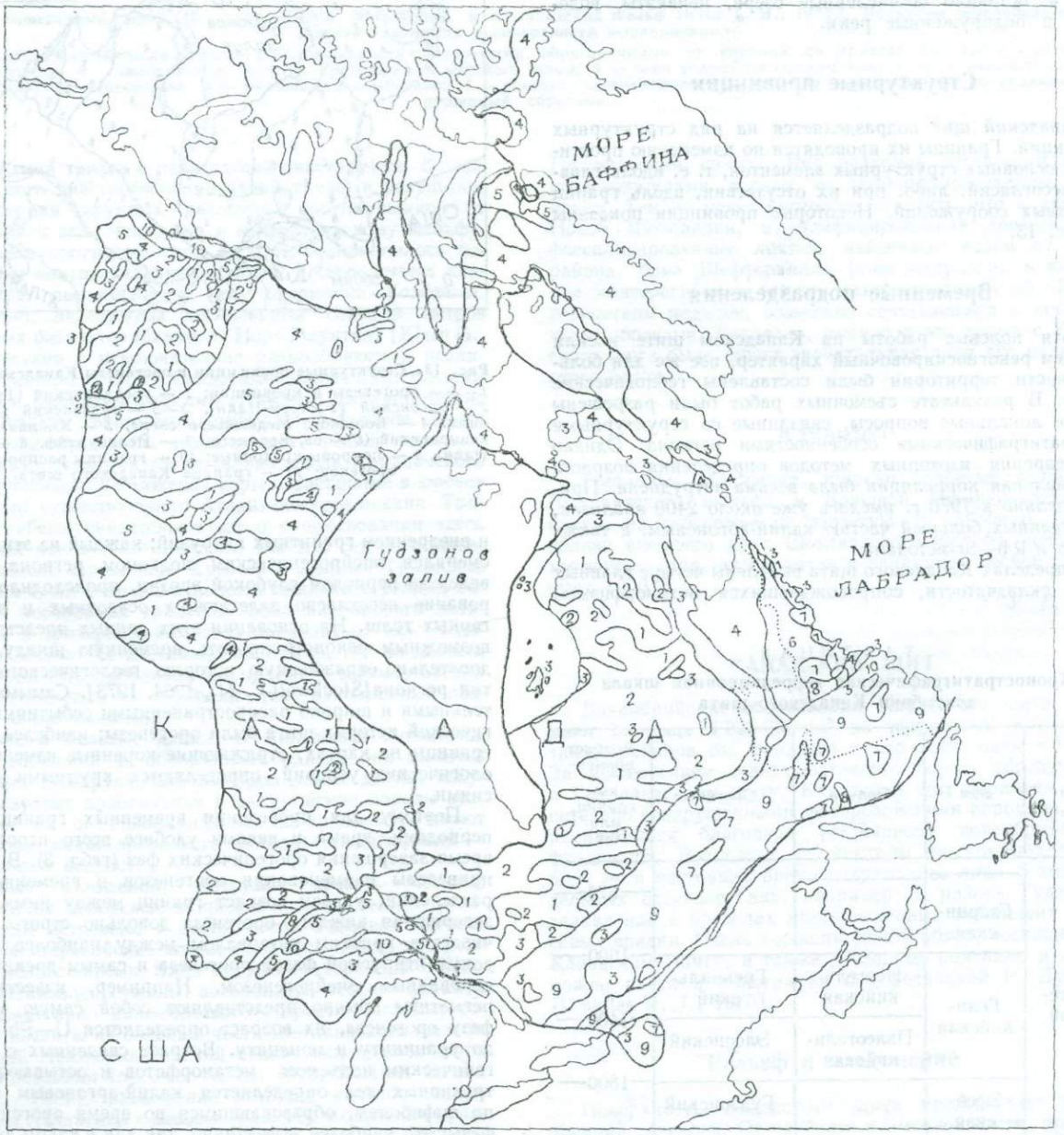


Рис. 14. Генерализованная геологическая карта Канадского щита.

1 — архейские осадочные и вулканические породы, их метаморфические эквиваленты; *2* — архейские гранитные интрузии, гнейсы; *3* — эфебские осадочные и вулканические породы, их метаморфические эквиваленты; *4* — позднеэфебские и архейские гранитные интрузии и гнейсы; *5* — геликийские и палеогеликийские осадочные и вулканические породы, их метаморфические эквиваленты; *6* — позднепалеогеликийские и более древние гранитные интрузии и гнейсы; *7* — позднепалеогеликийские анортозиты, габбро; *8* — неогеликийские осадочные и вулканические породы, их метаморфические эквиваленты, локальные интрузии габбро; *9* — поздненеогеликийские и более древние гранитные интрузии и гнейсы; *10* — поздненеогеликийские и гадринские осадочные и вулканические породы; пунктирная линия — граница Канадского щита.

На приводимой обзорной геологической карте (рис. 14) показано размещение разновозрастных пород как в типовых регионах, так и в других частях щита. Не все породы, однако, удается точно стратифицировать в соответствии с принятой стратиграфической шкалой.

Архей. Архей был эрой активной вулканической деятельности и необычайно мощной седиментации. Эти отложения лучше всего сохранились в провинциях оз. Верхнего и Невольничьей (Йеллоунайф), где они подверглись складчатости во время кеноранского орогенеза. Их присутствие установлено и в некоторых районах других провинций, где эти породы были частично переработаны в ходе последующих орогенезов.

В провинциях оз. Верхнего и Йеллоунайф вулканические породы имеют чаще всего основной состав, хотя обнаружено довольно много кислых вулканитов. В ряде мест основные лавы метаморфизованы до амфиболитов, особенно на контактах с гранитными интрузиями. Однако чаще всего отмечается довольно слабый метаморфизм, поэтому первичные текстурные признаки лав (подушечная отдельность, линии течения, миндалины) и их первоначальная структура хорошо сохраняются. Лавовые потоки переслаиваются с пластами пеплов, туфов, агломератов, а также с ожелезненными породами. Широко распространены основные силлы, очевидно связанные с лавовыми потоками.

Осадочные породы обычно плохо отсортированы и представлены большей частью измененными граувакками и аспидными сланцами, конгломератами, в меньшей степени аркозами, кварцитами прослоями карбонатов. Часто хорошо сохраняются первичные текстурные признаки (например, ритмическая и поперечная слоистость). Почти повсеместно вулканогенные и осадочные породы залегают согласно, часто находясь в переслаивании друг с другом Однако в нескольких удаленных от центра вулканизма местах обнаружен ряд крупных несогласий. Базальные конгломераты включают гальки и валуны вулканитов, железистых кварцитов и гранитов. В относительно редких случаях под поверхностью несогласий устанавливаются граниты более древнего возраста, интрудировавшие вулканогенные породы. По всей вероятности, выделить ранние стадии геологического развития или произвести детальное временно́е расчленение архейских образований не представляется возможным.

Кеноранский орогенез (поздний архей) характеризовался интенсивной складчатостью, сопровождавшейся внедрением гранитных и более основных магм. В настоящее время граниты обнажаются на большей площади, чем прорываемые ими осадочные и вулканогенные породы, образующие ныне изолированные, неправильной формы участки и пояса.

Есть предположение, что в некоторых частях провинции Черчилл развиты архейские породы; оно основано главным образом на геологических соображениях, хотя имеется и небольшое число изотопных определений кеноранского возраста. В пределах этой провинции широко распространены также проявления гудзонской орогенической фазы. Возможно, что некоторые архейские породы подверглись воздействию обоих орогенезов. В тех местах, где воздействие гудзонского орогенеза было незначительным, породы сходны со слабо метаморфизованными образованиями провинции оз. Верхнего. На участках сильного воздействия гудзонского орогенеза породы превращены в гнейсы, трудно отличимые от гнейсов эфебского возраста, также обнажающихся в этой провинции.

Архейские породы протягиваются от провинции оз. Верхнего в пределы провинции Гренвилл, где они в результате гренвильского орогенеза подверглись интенсивной складчатости и метаморфизму. Границы распространения архейских пород на территории провинции Гренвилл сейчас могут проводиться только предположительно.

Эфебий. Условия седиментации в эфебии заметно изменились. Осадочные породы этого возраста более отсортированные по сравнению с архейскими, что фиксируется увеличением относительной доли известняков и кварцитов и уменьшением — граувакк [Pettijohn F. J., 1943]. Многие известняки содержат строматолиты; имеются также аспидные сланцы, конгломераты и железистые кварциты. В некоторых частях разреза широко распространены вулканические породы; как в них, так и среди слоев осадочных пород встречаются силлы основного состава.

В геосинклинальных трогах вдоль границ провинций оз. Верхнего и Йеллоунайф развиты породы невысокой степени метаморфизма. Эти породы широко распространены, залегают несогласно на глубоко эродированных образованиях Кеноранского орогена и образуют пологопадающие моноклинали в районах, граничащих с этими провинциями. На некотором удалении от Кеноранского подвижного пояса породы подверглись складчатости в ходе гудзонского орогенеза. На территории провинции Черчилл в виде отдельных зон и участков неправильной формы встречаются также эфебские осадочные и вулканические породы. Обычно они метаморфизованы до стадии кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов, однако в некоторых местах гудзонской метаморфизм проявился относительно слабо. В глубоко метаморфизованных породах базальное несогласие обычно не распознается, так что гнейсы эфебского возраста трудно отличить от архейских. В качестве показателя их некоторого различия можно отметить наличие в эфебских гнейсах больших количеств кварцитов и известняков.

На некоторых участках провинции оз. Верхнего кеноранский ороген перекрыт практически недеформированными песчаниками и конгломератами эфебия. Слабо метаморфизованные эфебские породы провинций Черчилл и Южной протягиваются в провинцию Гренвилл, где они в ходе гренвильского орогенеза превратились в гнейсы. По сравнению с другими отложениями провинции Гренвилл эти породы, пожалуй, наиболее сильно изменены и с трудом определяются в поле. Поэтому на геологической карте (рис. 14) показаны не все участки развития эфебских пород.

Позднеэфебский гудзонский орогенез сопровождался интенсивными интрузиями гранитов, которые, однако, в провинции Черчилл трудно отличаются от повторно внедрявшихся гранитов кеноранского возраста.

Геликий и палеогеликий. Породы этих возрастов представлены преимущественно континентальными песчаниками, конгломератами и лавовыми потоками. Они несогласно перекрывают Гудзонский орогенный массив, образуя на нем участки практически не деформированного чехла. Норит-микропегматиты имеют палеогеликийский возраст.

На западе провинции Найн позднепалеогеликийский элсонский орогенез сопровождался секущими интрузиями анортозитов, габбро и гранитов. В провинции Гренвилл многие тела анортозитов и габбро имеют, по всей вероятности, позднепалеогеликийский возраст, но они неоднократно обновлялись и метаморфизовались в процессе гренвильского орогенеза.

Неогеликий. На небольшом участке близ северной границы провинции Гренвилл неогеликийские осадочные и вулканические породы несогласно залегают на образованиях Элсонского орогена. На юге они подверглись складчатости во время гренвильского орогенеза. Во внутренних районах провинции Гренвилл имеется площадь, где развиты литологически сходные породы, смятые в складки в течение той же орогенической фазы. По-видимому, они имеют неогеликийский возраст.

Позднеогеликийская фаза гренвильского орогенеза характеризуется складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранитных интрузий. Вполне вероятно, что значительная часть отложений в провинции Гренвилл подверглась складчатости в процессе более ранних орогени-

ческих движений. Впоследствии на них были наложены дислокации гренвильского орогенеза; поэтому структуры, сформировавшиеся в гренвильское время, имеют весьма сложное строение.

Неогеликий и гадриний. В западной части Канадского щита, не подвергшейся воздействию гренвильского орогенеза, развиты неогеликийско-гадринские лавовые потоки серии Кьюинаван, осадочные породы, а также габбро массива Далат; к этому же возрасту отнесены лавовые потоки и осадки формации Копперман-Ривер, а также интрузии Маскокс. Эти осадочно-вулканогенные комплексы без видимого несогласия перекрываются фанерозойскими породами.

Небольшие участки почти горизонтально лежащих песчаников и конгломератов (гадринских или, возможно, более молодого возраста) несогласно залегают на породах гренвильского орогенного массива. В Аппалачах и Кордильерах за пределами Канадского щита гадринские породы хорошо сохранились.

Посторогенные интрузии. Посторогенные интрузии представлены многочисленными системами даек диабазов и габбро, связанных с различными эпохами палеозоя [Fahrig W. H., Wanless R. K., 1963]. Среди других посторогенных интрузий имеются тела гранитов и сиенитов, иногда связанные с карбонатитами. Щелочные сиениты внедрились в протерозое; они интрудировали орогены после их стабилизации. На щите встречаются также кольцевые вулканические и криптовулканические структуры (некоторые из них датируются фанерозоем).

Рудные месторождения

В пределах Канадского щита широко распространены минеральные месторождения, металлические и неметаллические. К рудным в первую очередь относятся залежи золота, никеля, меди, цинка, серебра и железа. Ниже приводится краткое описание наиболее значительных месторождений.

Золото. Месторождения золота приурочены к Кеноранским орогенным массивам и обнаружены главным образом в провинциях оз. Верхнего и Йеллоунайф. Они залегают в основном среди архейских осадочных и вулканических образований, хотя иногда встречаются в интрузивных породах (гранитного и иного состава). Большинство рудных залежей образует жилы или штокверки в зонах нарушений (сдвигов, трещин и сбросов). Иногда вмещающими породами вкрапленных руд являются кристаллические сланцы или брекчии. Самородное золото и его теллуриды связаны с пиритом и другими сульфидами в кварцевых жилах. Попутно извлекается серебро.

Бóльшая часть золота добывается из необычайно широкой полосы слабо метаморфизованных осадочных и вулканических пород, протягивающейся на юге центральной части провинции оз. Верхнего. Здесь расположены месторождения Поркьюпайн и Киркланд-Лейк и рудные зоны Лардер-Лейк-Малатрик, где большинство залежей связано с оперяющими трещинами и сдвигами, примыкающими к главному разлому. Многочисленные золоторудные месторождения обнаружены также в западной части провинции оз. Верхнего и в провинции Йеллоунайф. Из нескольких рудников в провинциях Черчилл и Гренвилл было добыто лишь незначительное количество золота. Много золота было извлечено в виде побочного продукта при обогащении медных и никелевых руд.

Никель и медь. Район Садбери (провинция Онтарио) длительное время был главным мировым поставщиком никеля. Месторождения этого металла здесь тесно связаны с палеогеликийским норит-микропегматитовым интрузивом, приуроченным к границе провинций оз. Верхнего и Южной. Нориты на поверхности образуют кольцевую интрузию эллиптической формы, внутренняя зона которой сложена микропегматитами. Местами нориты по направлению к внешнему контакту переходят в оруденелые кварцевые диориты. Руда встречается также в линзах кварцевых диоритов, локализованных во вмещающих породах, вне основного интрузивного тела. Оруденение на этом месторождении связано главным образом с кварцевыми диоритами и залегает вдоль внешнего контакта норитов. Довольно часто руда представлена обломками пород, сцементированных сульфидами — пирротином, пентландитом, халькопиритом и кубанитом — в брекчированных зонах. Кроме никеля и меди здесь добывают значительные количества золота, серебра и металлов платиновой группы.

В Манитобе никелевое месторождение Томпсон [Zurbrigg H. F., 1963] и несколько других расположены на площади провинции Черчилл в пределах рудной зоны северо-восточного простирания (на расстоянии нескольких километров от границы провинции оз. Верхнего). Вмещающие породы представлены интенсивно складчатыми гнейсами, интрудированными гранитами, пегматитами и многочисленными линзообразными телами перидотитов. На месторождении Томпсон сульфиды связаны с перидотитами, но главное рудное тело приурочено к полосе кристаллических сланцев, залегающих согласно со складчатой метаосадочной формацией. Руды содержат многочисленные включения боковых пород и состоят главным образом из пирротина, пентландита, пирита и небольшого количества халькопирита, а также других минералов.

Также на территории Манитобы во внутренней части провинции Черчилл расположено никелевое месторождение Лиин-Лейк. Оруденение связано с зонами брекчирования на контактах диоритовых и перидотитовых штоков; руды представлены пирротином, пентландитом и халькопиритом.

Медно-цинковые и цинково-свинцовые месторождения. Эти месторождения открыты главным образом в провинции оз. Верхнего; залежи меньшего масштаба встречены в провинциях Черчилл и Гренвилл. Рудные тела, линзовидные до неправильных или трубообразных, содержат в разных соотношениях рассеяный и массивный пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит. Здесь добываются также значительные количества золота, серебра, иногда кадмия. Бóльшая часть крупных залежей связана с архейскими вулканитами и залегает согласно с этими породами.

В районе Норанды и на прилегающих участках провинции оз. Верхнего руды залегают преимущественно в кислых вулканических лавах и туфах. Некоторая часть оруденения приурочена к контактам этих лав с более основными разностями. В округе Флин-Флон провинции Черчилл оруденение связано главным образом с основными эффузивами (по-видимому, архейского возраста), а крупнейшая в этом районе залежь расположена вдоль зоны тектонического контакта между лавовыми потоками и агломератами. В обеих упомянутых выше провинциях месторождения разного генетического типа встречаются в гнейсах, где они образуют протяженные рудные тела, следующие региональным простираниям. Наиболее характерным минералом этих залежей является пирротин, значительно реже встречаются благородные металлы. Незначительное количество их обнаружено в метаморфизованных известняках и в гнейсах провинции Гренвилл. В округе Чибугамау (провинция оз. Верхнего) руды связаны с зонами сдвигов и сбросов в габбро и анортозитах. В неогеликийско-гадринских лавовых потоках Южной провинции разрабатывалась самородная медь.

Серебро. Значительные количества серебра добывались в округе Кобальт и на территории соседних округов, где оруденение тесно связано с диабазовыми силлами, внедрившимися в почти горизонтально залегающие отложения эфебия и подстилающие их архейские образования. Как осадочные породы, так и диабазы, а возможно, и сереб-

ряная руда относятся к одному эфебскому возрасту. Рудная минерализация локализована в кальцитовых жилах, выполняющих трещины и зоны дробления в породах всех упомянутых выше типов и представлена самородным серебром, смальтином, никелином и другими ценными минералами.

Уран. Урановые месторождения формировались в различных геологических условиях. Они обнаружены в провинциях Южной, Черчилл, Большого Медвежьего озера и Гренвилл. В округе Блайнд-Ривер (провинция Южная) крупные залежи урановых руд приурочены к пологопадающим эфебским конгломератам. Они локализованы главным образом в зоне контакта (или вблизи от последней) с несогласно подстилающими конгломераты архейскими породами. В цементе конгломератов встречаются пирит, браннерит, урановая смолка, ураннинит, монацит. На месторождении Эльдорадо (провинция Большого Медвежьего озера) к зонам дробления в эфебских осадочных и вулканических породах приурочены гидротермальные жилы с урановой смолкой и минералами кобальта, никеля и серебра. В районе Биверлоджа (провинция Черчилл) урановое оруденение (главным образом урановая смолка) обнаружено в зонах трещин, пересекающих докембрийские гнейсы, а также встречено в брекчированных сиенитах. В районе Банкрофта провинции Гренвилл уранинит и ураноторит присутствуют в пегматитах и гнейсах.

Железные руды. Они добываются главным образом из осадочных железорудных формаций архейского и эфебского возраста. В районе оз. Верхнего, а также в пределах трога Лабрадор разрабатываются крупные запасы железной руды, образовавшейся в результате вторичного обогащения железистых кварцитов процессами выщелачивания. В последние годы в районе оз. Верхнего проводится добыча таконитовых руд.

Вблизи оз. Стип-Рок руды первоначально состояли из гётита и представлены, по-видимому, железной шляпой древней поверхности выветривания железосодержащих пород. На руднике Силен разрабатываются сидеритовые руды. Эфебская железорудная формация трога Лабрадор протягивается на территорию провинции Гренвилл, где слагающие ее породы подверглись интенсивной складчатости и метаморфизму. Породы железорудной формации подверглись ряду вторичных изменений с образованием залежей гематита и магнетита; руды с низким содержанием железа легко обогащаются. В провинции Гренвилл известны контактово-метасоматические руды (например, магнетит в скарнах). Из некоторых руд извлекают как железо, так и титан. Кроме того, железо получают как побочный продукт при переработке сульфидных медных и никелевых руд.

Другие полезные ископаемые. Из них можно упомянуть асбест, залежи которого обнаружены в ультраосновных породах; молибден в молибдените кварцевых жил (и в пегматитах); литий, слюду и полевой шпат, добываемые из пегматитов; брусит в бруситовых известняках, служащий для получения магнезии; тальк из доломитовых известняков. Наконец, некоторые сульфидные руды служат сырьем для получения серной кислоты.

К. Г. Стокуэлл

КАНАДСКИЕ КОРДИЛЬЕРЫ (ВНУТРЕННИЙ И ЗАПАДНЫЙ ПОЯСА)

Они занимают территорию Канады к западу от хр. Ричардсон и гор Маккензи, северный ров Скалистых гор и гору Колумбия. Таким образом, рассматриваемый регион охватывает значительную часть Британской Колумбии, бо́льшую часть территории Юкон и юго-западные районы округа Маккензи. Общая площадь 960 000 км².

Геоморфологическая характеристика

Пояса Кордильер выражены в рельефе горными цепями. Внутренний пояс (горная цепь) включает различные морфогенетические районы как с рельефом высоких горных гребней (Селуин, Уэрнек, Огильви, Пелли, Кассиар, Оминека, Скина), так и с относительно пониженным, хотя и значительно расчлененным рельефом (Поркьюпайн, Юкон и внутренние плато, рис. 15). Равнины Олд-Кроу, Игл и Лиард представляют собой обширные межгорные котловины, преимущественно с развитыми покровными отложениями. Юго-западная часть территории Юкон и северная Британской Колумбии пересечены крупными прямолинейными долинами северо-западного простирания. Граница, разделяющая западный и внутренний пояса (горные цепи) Кордильер, определяется грабеном Шакуак, протягивающимся в юго-западной части Юкона. Внутренняя и восточная горные цепи Кордильер на севере центральной части Британской Колумбии разделены северной частью грабена, известного под названием рва Скалистых гор. Другой грабен — Тинтина — на ряде участков пересекает плато Юкон, а на некоторых участках отделяет это плато от гор Огильви и Пелли.

Западная горная цепь Кордильер включает сильно расчлененные горы Св. Ильи и Береговой хребет с их многочисленными ледниковыми полями и ледниками, а также менее расчлененные и не столь высокие хребты островов Королевы Шарлотты и Ванкувер. В горах Св. Ильи находится высочайшая вершина Канады — г. Логан (абс. отм. 6108 м). Расчлененность рельефа и живописность Берегового хребта подчеркивается глубоко врезанными фиордами, проникающими далеко в глубь хребта.

Внутренняя и западная горные цепи Кордильер дренируются многими крупными реками (Юкон, Лиард, Пис-Ривер, Стикин, Насс, Скина и Фрейзер), большинство из которых несет свои воды в Тихий океан. Исключение среди них составляют реки Лиард, Пис и притоки р. Маккензи, впадающей в Северный Ледовитый океан.

Тектоника

Рассматриваемая территория подразделяется на ряд различных в тектоническом отношении районов, которые развивались разновременно в ходе эволюции Кордильерского орогена (рис. 16). Большинство из них сформировалось в мезозое и кайнозое, но некоторые районы, особенно в северной части Юкона, начали свое развитие еще до протерозоя. Так, свод Огильви и впадина Селуин в Северном и Восточном Юконе сложены осадочными образованиями различной мощности и фациального состава, включающими толщи от протерозойского до среднедевонского возраста.

Предполагают, что по крайней мере со среднего протерозоя территория Юкон к северу от впадины Селуин представляла собой область, подстилаемую сиалическим кристаллическим фундаментом — западное продолжение Северо-Американского кратона. Геологическое строение остальной части региона к северо-востоку от разлома Тинтина характеризуется накоплением осадочных образований на воздымавшемся к западу фундаменте. Массив Пелли—Кассиар либо связан с Северо-Американским кратоном, либо представляет собой раннепалеозойский останец, расположенный к югу и западу от протерзойского и раннепалеозойского трога (восточная впадина Селуин и трог Кечика).

Распространение кристаллического фундамента на запад, под внутренний и западный пояса Кордильер, в протерозое и палеозое проблематично. Возможно, что он не простирается западнее восточной границы полосы верхнепалеозойских океанических пород, обнажающихся

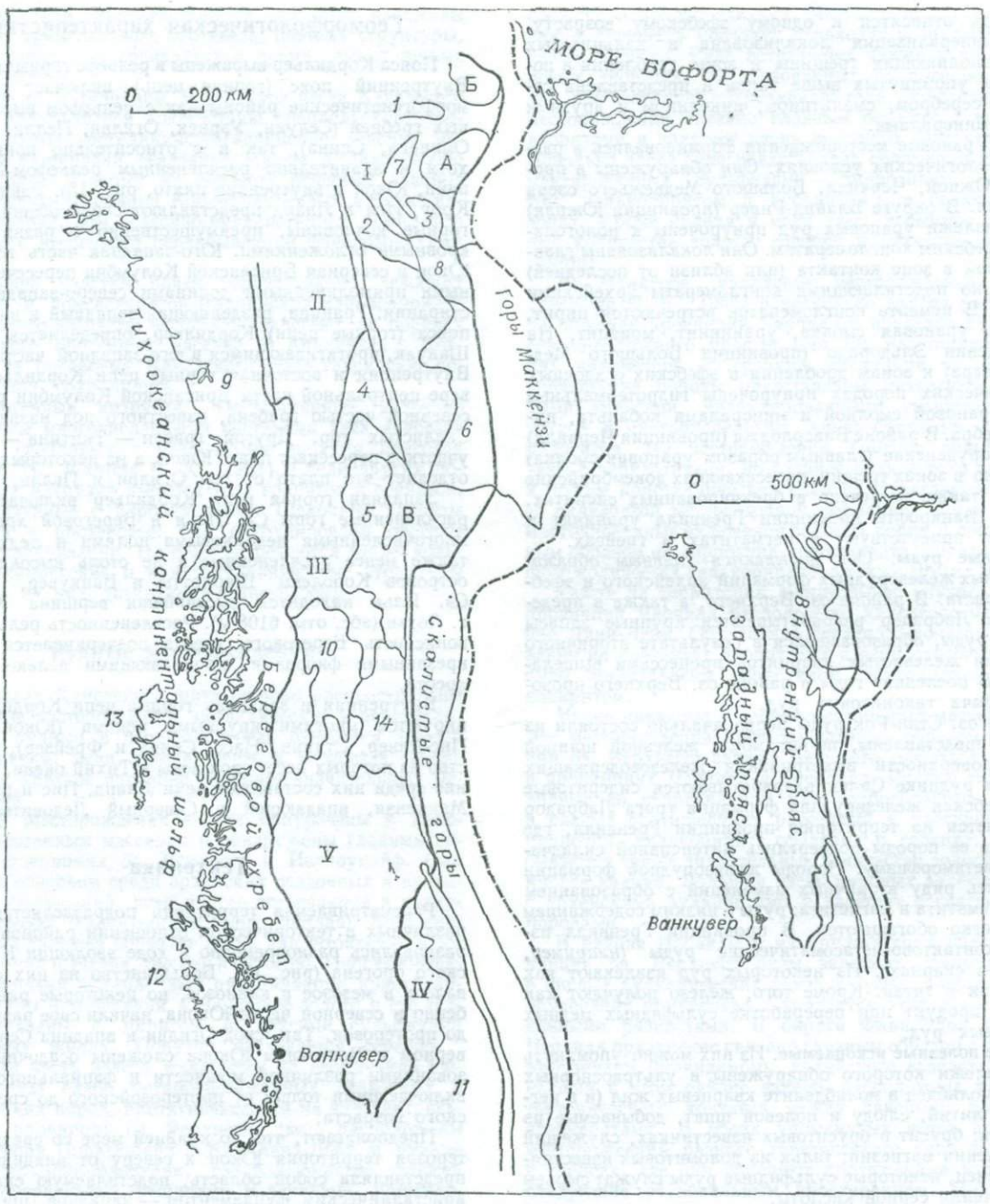


Рис. 15. Геоморфологические (орографические) элементы Канадских Кордильер (по данным Геологической службы Канады, 1969 г.).
1—14 — горы: *1* — Кил, *2* — Огилви, *3* — Тайга, *4* — Пелли, *5* — Кассиар, *6* — Селуин, *7* — Нахони, *8* — Уэрнек, *9* — Св. Ильи, *10* — Скина, *11* — Колумбия, *12* — Ванкувер, *13* — Королевы Шарлотты, *14* — Оминека; *I—V* — плато и нагорья: *I* — Поркьюпайн, *II* — Юкон, *III* — Стикин, *IV* — Колумбийское, *V* — Внутреннее; *А—В* — равнины: *А* — Игл, *Б* — Олд-Кроу, *В* — Лиард; жирная штриховая линия — восточная граница складчатого пояса, жирная сплошная линия — граница района. Справа — эта же карта в мелком масштабе с названиями складчатых поясов.

в пределах внутреннего пояса. Две зоны развития кристаллических пород фундамента — геосинклинали Берегового хребта и гор Оминека — оказали влияние на размещение и характер мезозойских отложений. В это же время на океаническом фундаменте могли образоваться острова Королевы Шарлотты и Ванкувер.

Согласно гипотезе тектоники плит геологические особенности внутреннего и западного поясов Канадских Кордильер указывают на то, что протерозойское и раннепалеозойское побережье атлантического типа (тыльный край коровой плиты) стало тектонически активным регионом, сталкивавшимся с Тихоокеанской коровой пли-

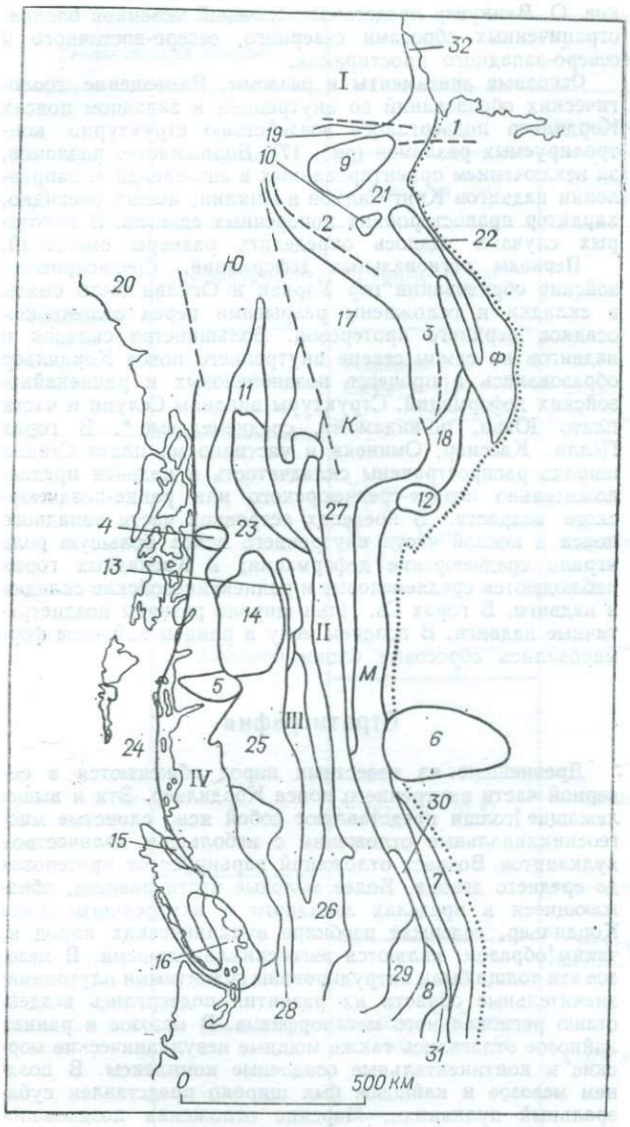


Рис. 16. Тектонические структуры Канадских Кордильер.
1—8 — своды: *1* — Аклавик, *2* — Огильви; *3* — Редстон, *4* — Стикин, *5* — Скина, *6* — Пис-Ривер, *7* — Альберта, *8* — Парселл; *9—18* — бассейны: *9* — Поркьюпайн, *10* — Боннет-Пауи, *11* — Танталус, *12* — Лиард, *13* — Сустут, *14* — Баусер, *15* — Сукуаш, *16* — Нанаймо, *17* — Селуин, *18* — Рут; *19—31* — троги: *19* — Кил, *20* — Св. Ильи, *21* — Ричардсон, *22* — Пил-Каркаджой, *23* — Уайтхорс, *24* — Островной, *25* — Нечако, *26* — Куэснел, *27* — Кечика, *28* — Тьягтон, *29* — Ларда, *30* — Альберта, *31* — Игер; *32* — Колвилл; *I—IV* — геоантиклинали: *I* — хр. Брукса, *II* — Оминека, *III* — Пинчи, *IV* — Береговая; массивы: Ю — Юкон, К — Кассиар, *М* — Макдональд, Ф — Франклин. Точечная линия — восточная граница складчатого пояса, штриховые линии — грабены (рвы) Тинтина и Шакуак.

той. Эта фаза сжатия сопровождалась в палеозое, мезозое и кайнозое образованием зон субдукции, вулканических островных дуг и магматической деятельностью.

Структурные особенности региона

Внутренний пояс Кордильер. Складки и разрывные нарушения внутреннего пояса на площади Северного Юкона имеют различные простирания и относятся к разным структурным типам. Некоторые из крутопадающих правосторонних сдвигов меридионального простирания, отмеченных в хр. Ричардсон, изменяют направление на юго-восточное и протягиваются в пределы гор Уэрнек, где они приобретают характер надвигов (северо-восточного надвигания). Кряж Уэрнек — это по преимуществу глыбовые горы со структурами северо-западного простирания, пересекающими широтные структуры гор Маккензи. Хребты Огилви и Тайга характеризуются крутыми открытыми складками западного и северо-западного простирания, которые нарушены сбросами с различным наклоном плоскостей сбрасывателя. Складки западной части хр. Тайга к западу погружаются в трог, разделяющий горы Тайга и Нахони. Горы Нахони и равнина Игл сложены толщами, обнажающимися в открытых складках меридионального простирания. К западу от гор Нахони расположена зона падающих на запад надвигов северного (до северо-восточного) простирания. Все эти структуры срезаны сводом Аклавик — тектоническим образованием, с перерывами проявлявшим активность по крайней мере со среднего палеозоя.

В северо-западной впадине Селуин отмечается крупная зона падающих на юг чешуйчатых надвигов, в пределах которой развиты изоклинальные складки с отчетливо выраженным кливажем. Широко распространены пережатые крутые складки; в юго-восточной части впадины преобладают асимметричные складчатые структуры северо-восточного простирания.

Юго-западнее разлома Тинтина отмечаются складки главным образом северо-западного простирания. Они характеризуются сильной сланцеватостью, часто маскирующей следы слоистости.

Четко слоистые отложения гор Пелли, Кассиар и Оминека сильно деформированы. Структуры гор Пелли имеют северо-восточную асимметрию, гор Кассиар — как северо-восточную, так и юго-западную, Оминека — юго-западную. Все они под острыми углами срезаны грабенами Тинтина и Скалистых гор.

Пережатые складки горста Этлин ограничены на юго-востоке крупным надвигом, имеющим северо-восточное падение; вместе с таким же надвигом, расположенным непосредственно к юго-западу, он отделяет структурную провинцию восточной и северо-восточной частей Британской Колумбии от остальной территории внутреннего пояса Кордильер. Для трога Уайтхорс и северной части геоантиклинали Оминека характерны широкие открытые складки северо-западного простирания. Четко слоистые отложения впадины Баусер смяты в крутые складки главным образом с направлением осей северо-западного простирания, а иногда — параллельно границам впадины. На остальной площади юга внутреннего пояса главную роль играют разрывные нарушения. Троги Нечако и Куэснел подверглись глыбовой дислокации. В троге Тьягтон развита система сбросовых чешуй северо-западного простирания (Ялакамская зона нарушений), которая, как и зона нарушений Пинчи, обусловила значительные поперечные смещения.

Западный пояс Кордильер. Вблизи долины Шакуак в горах Св. Ильи отмечены надвиги, падающие на юго-запад. В тех местах, где один из главных разломов пересекает долину, развито несколько пологих надвигов северо-восточного падения. На юго-западном склоне гор Св. Ильи некоторые надвиги и складки характеризуются асимметрией юго-западного направления. Таким образом, в пределах западного пояса происходило надвигание слоев в сторону от центральной зоны.

Структуры интрузивного комплекса геоантиклинали Берегового хребта связаны с внедрением плутонов с крутыми склонами, в прогибах кровли которых содержатся рассланцованные метаморфические породы. Крупнейшая из обнаруженных зон метаосадочных пород, приуроченная к одному из таких прогибов, протягивается от Юго-

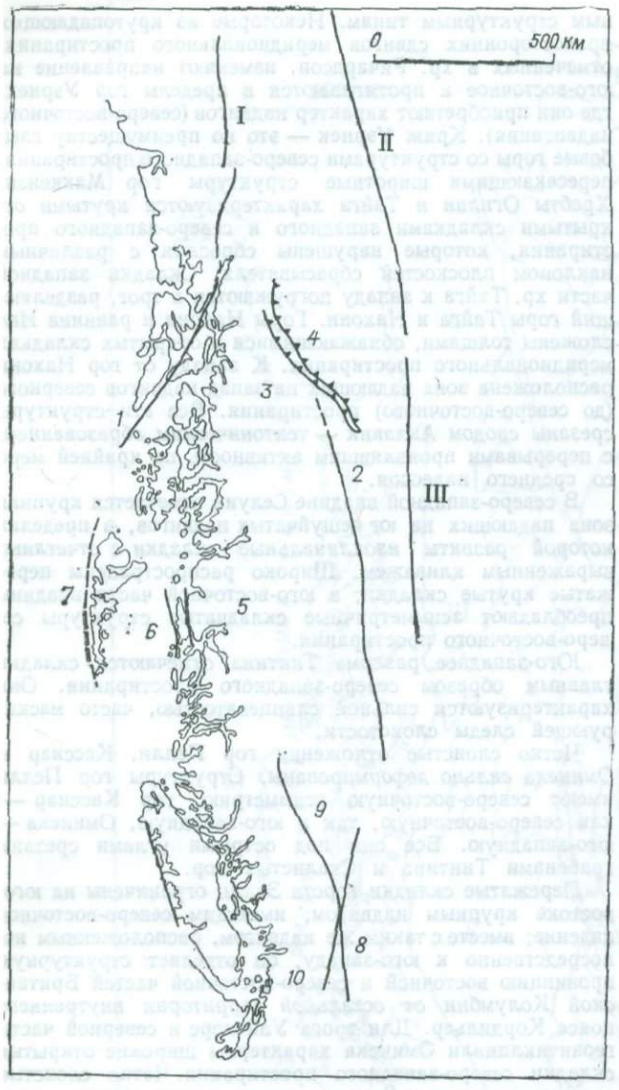


Рис. 17. Основные линеаменты и разломы внутреннего и западного поясов Кордильер Канады.

1—8 — разломы: *1* — прол. Чатем, *2* — Пинчи, *3* — Кинг-Салмон, *4* — Инклин, *5* — прол. Гренвилл, *6* — Принсипи — Ларедо, *7* — Королевы Шарлотты, *8* — Хозамин; *9—10* — зоны разломов: *9* — Ялакон, *10* — Фрейзер-Ривер; *I—III* — грабены (рвы): *I* — Шакуак, *II* — Тинтина, *III* — Скалистых гор (северная часть).

Восточной Аляски по диагонали через площадь развития интрузивного комплекса. В гнейсах и мигматитах, подстилающих, по-видимому, метаосадочные породы, на значительных площадях восточной части распространения комплекса развита горизонтальная сланцеватость. Оси опрокинутых складок имеют восточное и северное простирания. В южной части поля развития комплекса простирающиеся в северо-западном направлении прогибы кровли частично срезаны сбросами. Западная часть Каскадных гор по своему строению сходна с горами Св. Ильи: здесь также развиты опрокинутые складки западного простирания и пологопадающие надвиги; в восточной части региона они направлены на восток. Породы островов Королевы Шарлотты в северном троге осложнены правосторонними сдвигами северо-западного простирания. Движения по ним сопровождались опусканием восточных блоков. О. Ванкувер представлен сложной мозаикой блоков, ограниченных сбросами северного, северо-восточного и северо-западного простирания.

Основные линеаменты и разломы. Размещение геологических образований во внутреннем и западном поясах Кордильер подвергалось воздействию структурно контролируемых разломов (рис. 17). Большинство разломов, за исключением ориентированных в юго-западном направлении надвигов Кинг-Салмон и Инклин, имеют, очевидно, характер правосторонних поперечных сдвигов. В некоторых случаях удалось определить размеры смещений.

Периоды региональных деформаций. Среднепротерозойские образования гор Уэрнек и Огилви были смяты в складки и осложнены разрывами перед отложением осадков верхнего протерозоя. Большинство складок и надвигов на самом севере внутреннего пояса Кордильер образовались в процессе позднемеловых и раннекайнозойских деформаций. Структуры впадины Селуин и части плато Юкон, по-видимому, среднемеловые *. В горах Пелли, Кассиар, Оминека и частично на плато Стикин широко распространены складчатость и надвиги предположительно поздне-среднеюрского или ранне-позднеюрского возраста. В пределах островной части западного пояса и южной части внутреннего пояса большую роль играли среднеюрские деформации; в Каскадных горах наблюдаются среднемеловые и раннекайнозойские складки и надвиги. В горах Св. Ильи широко развиты позднетретичные надвиги. В позднем мелу и раннем кайнозое формировались сбросовые блоки.

Стратиграфия

Древнейшие из известных пород обнажаются в северной части внутреннего пояса Кордильер. Эти и вышележащие толщи представляют собой ясно слоистые миогеосинклинальные отложения с небольшим количеством вулканитов. Возраст отложений варьирует от протерозоя до среднего девона. Более молодые части разреза, обнажающиеся в пределах западного и внутреннего пояса Кордильер, содержат изобилие вулканических пород и, таким образом, являются эвгеосинклинальными. В мезозое эти толщи были интрудированы гранитными плутонами; значительные области их развития подверглись воздействию регионального метаморфизма. В мезозое и раннем кайнозое отлагались также мощные невулканические морские и континентальные осадочные комплексы. В позднем мезозое и кайнозое был широко представлен субаэральный вулканизм. Морские отложения позднемелового и кайнозойского возраста аккумулировались в основном на Тихоокеанском континентальном шельфе или на прилегающих к нему площадях океанического дна. В плейстоцене бо́льшая часть региона испытала оледенение.

Протерозой. В горах Уэрнек, Огилви и Кил обнажаются породы, которые обычно коррелируются со среднепалеозойскими образованиями гор Парселл Юго-Восточных Кордильер (табл. 4). Древнейшие породы представлены монотонной толщей темноокрашенных в зоне выветривания аспидных сланцев, аргиллитов и филлитов мощностью до 1500 м. Они перекрыты легко отличимыми в полевых условиях (оранжевого цвета при выветривании) доломитами, иногда массивными, кремнистыми, относительно большей мощности. Среди пород, слагающих хр. Кил, отмечаются диабазовые дайки и силлы. Во время реклендского орогенеза среднепротерзойские породы подверглись незначительному метаморфизму, складчатости и региональному наклону, были расколоты на блоки и

* Согласно стратиграфической шкале Америки меловой период подразделяется на три отдела. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 4

Стратиграфическая (схематизированная) таблица региона Кордильер Канады

Геологический возраст		Структурные и литостратиграфические подразделения				
		Межгорный пояс			Островной трог	
Эры	Периоды	Северная зона	Центральная зона	Южная зона	Северная часть	Южная часть
Кайнозойская	Четвертичный	Селкирк (0,15)		Плато Базальты		Сууке
	Третичный	Кармакс Скукум (1)				
Мезозойская	Меловой	Хатчисон Слокомб Маунт-Нансен (0,6)	Сустут (2)	Кингсвейл (3,5)	Скайдгет (0,6)	Нанаймо (2,5)
					Хонна (1,3)	
		Танталус (0,8)	Скина (1)	Тейлор-Крик (3)	Хайда (1,3)	
				Рилей-Маунт (3) Дьюдни-Крик (0,3)	*Лонгарм (1,3)*	
	Юрский	Склон Лаберже-Таквахони (2)	Баусер (3)		Якун	
			Хейзелтон (2)	Леднер (2)	Мод (0—0,2)	Бонанза (4)
					Кунга (0,3)	Куатсино (0,4)
	Триасовый	Льюис-Ривер Стахини (2)	Такла (3)	Никола (3)	Кармутсен (4)	Кармутсен (4)
				Павильон Фергюсон		Сикор (2,5)
Палеозойская	Пермский	Таку Каш-Крик (3)	Каш-Крик (3)	Хозамин Каш-Крик (3) Чилливак (1)		
	Пенсильванский					
	Миссисипский					

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 4

Геологический возраст		Северная часть территории Юкон	Трог Св. Ильи	Бассейн Селуин	Горный пояс Оминека
Эра	Периоды				
Кайнозойская	Четвертичный		Сен-Клер (1,2) Амфитеатр (1—0,8)		
	Третичный	Монстер (0,1)			Сифтон (0,2)
Мезозойская	Меловой	Игл-Плейн (0,8)			
		Песчаники (1,5), глинистые сланцы	Дезадиш (3,3)		
	Юрский	Глинистые сланцы (0,3)			
	Триасовый	Известняки, глинистые сланцы (0,1—0,3)	Маш-Лейк (1,5)		
Палеозойская	Пермский	Тахандит (0,03—0,3)	Известняки, вулканиты (1)	Анвил-Рейндж (0,6)	
	Пенсильванский	Известняки, песчаники (0—0,8)	Вулканиты		Найзи (0,5)
	Миссисипский	Глинистые сланцы (0,6)		Эрн (2)	Сильвестер (4)
	Девонский	Огилви (0,8)	Каскавуиш (3)		Мак-Дам (0,2)
		Госсаж (0,8)			Доломиты, песчаники (0,3)
		Мишел (0,2)		Род-Ривер (0,5)	
	Силурийский	Род-Ривер (0,1—0,3)			Сандпайл (0,5)
	Ордовикский				Кечика (0,1—1,5)
	Кембрийский	Род-Ривер (0,1—0,3)			
Протерозойская	Верхний	Группа Тиндер (верхняя часть)		Грит-Юнит (4)	Гуд-Хоп (1,5)
	Нижний	Группа Тиндер (нижняя часть)			Ингеника (3)

Примечание. Мощность приведена в скобках в тысячах футов (1 фут = 0,3048 м).

вовлечены в общий подъем территории. С этим периодом связано одно из наиболее значительных в Северных Кордильерах региональных несогласий.

Верхнепротерозойские породы, широко распространенные на востоке северной части внутреннего пояса Кордильер, слагают обширные площади в большинстве горных хребтов и частично на западе плато Юкон. На всей территории региона толща мощностью до 4500 м включает нижнюю часть, сложенную преимущественно терригенными породами (аргиллитами, филлитами, аспидными сланцами, алевролитами) с пластами конгломератов, содержащих полевошпатовую гальку, и верхнюю часть обычно мощностью в несколько тысяч метров (известняки, каштановые, красные и зеленые аспидные сланцы). В горах Уэрнек и далее к западу в верхнепротерозойском разрезе имеется очень заметная формация полосчатых железистых кварцитов (с яшмами, гематитом и т. д.) мощностью 1500 м. Нижняя и, возможно, средняя ее части содержат плохо сортированные, грубообломочные галечниковые аргиллиты (диамиктиты).

Источник сноса обломочного материала верхнепротерозойских пород точно не установлен, хотя значительная его часть, видимо, была связана с располагавшимся на востоке кратоном. Некоторые литологические особенности диамиктитов и железистых кварцитов свидетельствуют о их возможном накоплении в грабенообразной впадине.

Палеозой. Кембрийские породы обнажаются вдоль границы с Аляской вблизи р. Юкон, в горах Уэрнек, Пелли, Кассиар, Оминека и на востоке хр. Селуин. Нижний кембрий представлен преимущественно кварцевыми песчаниками; это наиболее мощная толща такого типа в Кордильерах. В верхней, глинистой части песчаников встречаются трилобиты *Olenellus*. В горах Селуин песчаники на юго-западе и западе постепенно переходят в алевролиты и глины. Перекрывающие карбонаты в изобилии содержат археоциаты. Мощность пород нижнего кембрия меняется от 300 до 2000 м и более.

Породы нижнего ордовика — среднего девона повторяют структурный план кембрия. В трогах и впадинах развиты граптолитовые сланцы и алевролиты, на поднятиях и сводах — карбонаты с характерной слоистостью. Довольно отчетливо выделяются фациальные границы, приблизительно совпадающие с северным и восточным бортами впадины Селуин. Во многих случаях глинистые пачки имеют меньшие мощности, чем одновозрастные карбонаты.

В нескольких классических разрезах отмечается переслаивание граптолитовых сланцев и известняков с фауной. В горах Св. Ильи присутствуют среднедевонские карбонаты. В самой южной части западного пояса Кордильер в одном из обнажений обнаружены известняки девона, перекрывающие диоритово-гнейсовый комплекс фундамента неустановленного возраста.

Верхнедевонские обломочные отложения свидетельствуют о подъеме, имевшем место в самой северной части внутреннего пояса (элсмирский орогенез) и на западе гор Кассиар и Оминека (орогенез Карибу). Они сложены черными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками мощностью часто до 1000 м.

Верхнедевонские породы вверх по разрезу постепенно сменяются миссисипскими. В северной части внутреннего пояса Кордильер они содержат карбонаты и глинистые сланцы. В других районах этого пояса карбонаты переслаиваются с разнообразными породами — мощными конгломератами с кремнистой галькой на западе гор Селуин, а в горах Св. Ильи и Каскадных — с мафическими эффузивами, туфами, вулканическими аренитами, конгломератами с кремнистой галькой, кремнистыми сланцами, граувакками и аспидными сланцами. В горах Кассиар ультрамафиты, габбро, основные эффузивы и слоистые кремнистые сланцы образуют офиолитовую формацию. Общая мощность ее обычно превышает 1000 м.

Пенсильваний в горах Кил представлен известняками и песчаниками. От вышележащих нижнепермских глинистых сланцев, алевролитов и конгломератов с галькой кремнистых сланцев, обнажающихся в хребтах Кил и Огилви, отложения пенсильванского отдела отделены региональным несогласием. Более молодые пермские породы представлены известняками с пропластками черных глин и кремнистых сланцев.

В более южной части внутреннего пояса пенсильванские и пермские породы формируют мощную толщу слоистых кремнистых сланцев, аргиллитов, известняков, основных и ультраосновных эффузивов. Аналогичная толща, но без ультрамафитов имеется на о. Ванкувер, в пределах западного пояса. На севере Берегового хребта, в горах Св. Ильи и Каскадных литологический состав пород этого возраста более разнообразен: вулканические аренитты, андезиты, туфы, конгломераты, известняки. В большинстве случаев, особенно когда часть разреза сложена слоистыми кремнистыми сланцами, мощность пенсильванско-пермской толщи достигает нескольких тысяч метров.

Мезозой. Отложения нижнего триаса во внутреннем и западном поясах Кордильер неизвестны. Среднетриасовые породы обнаружены на севере Берегового хребта, в горах Св. Ильи и в южной части внутреннего пояса. Они литологически сходны с отложениями позднепалеозойского возраста. Предсреднетриасовые породы в районе плато Стикин подверглись складчатости и региональному метаморфизму. Для позднего триаса характерны базальтовые и андезитовые покровы мощностью от 1000 до 3000 м и более; лишь в самой северной оконечности внутреннего пояса установлены маломощные разрезы известняков и глин (частично среднетриасовых). Известняки, обычно венчающие разрез верхнего триаса, свидетельствуют о спокойной обстановке седиментации.

Верхнетриасовые породы на всем протяжении внутреннего пояса Кордильер, в восточной части Берегового хребта и в районе плато Стикин интрудированы гранодиоритовыми плутонами раннеюрского возраста (древнейшие из выявленных гранитных пород региона); интрузивные тела несогласно перекрыты нижнеюрскими отложениями. Области развития геоантиклиналей Берегового хребта и Оминека в качестве источников сноса поставляли обломочный материал в трог Уайтхорс, где отложилось в результате этого несколько тысяч метров нижнеюрских граувакк, глинистых сланцев и конгломератов. В некоторых разрезах в изобилии присутствуют вулканиты; местами встречаются турбидиты. Среднеюрские эффузивы образуют мощные толщи на островах Королевы Шарлотты, а также в центральной и южной частях внутреннего пояса.

В среднеюрскую эпоху внутренний пояс Кордильер был разбит на блоки в результате внедрения гранитных интрузий и последующих поднятий. Во впадинах Танталус и Баусер и в троге Тьягтон накопилось несколько тысяч метров верхнеюрских граувакк и глин. В северной части внутреннего пояса обнажаются глинистые сланцы с прослоями песчаников. На о. Ванкувер и, возможно, на островах Королевы Шарлотты отмечены среднеюрские гранитные интрузии. В северной части геоантиклинали Оминека широко представлена складчатость и проявлен региональный метаморфизм, которым подверглись верхнеюрские отложения.

В северной части внутреннего пояса, на площади некоторых островов и в троге Св. Ильи развиты морские нижнемеловые отложения. Во впадинах Танталус и Баусер и в базальной части разреза трога Св. Ильи накапливались континентальные угленосные отложения. Геоантиклинали Оминека и Берегового хребта в раннем и среднем мелу были прорваны многочисленными посторогенными интрузиями. Поднятие в апте привело к возникновению на большей части площади Западных Кордильер региональ-

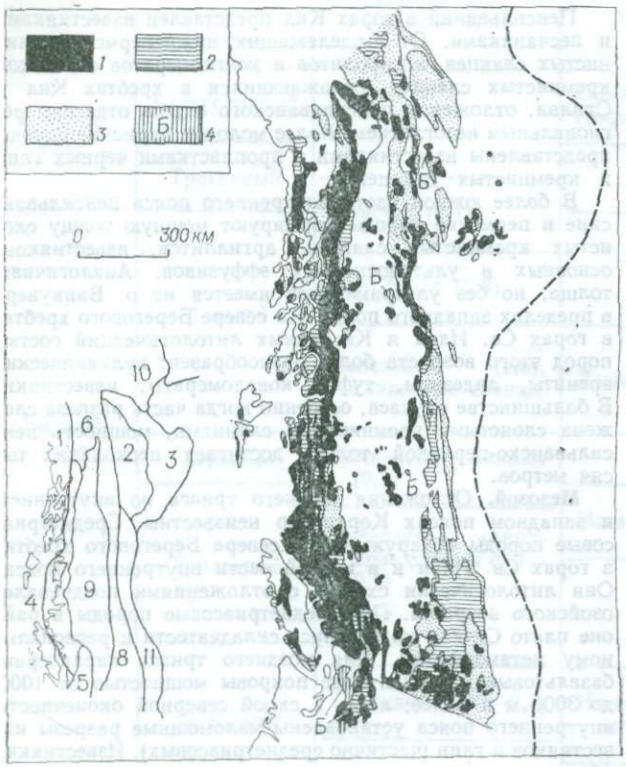


Рис. 18. Схематическая карта метаморфических пород Канадских Кордильер [Monger J. W., Hutchinson W. W., 1971].

1 — граниты; *2—4* — метаморфические породы фаций [*2* — амфиболитовых, *3* — зеленосланцевых, *4* — глаукофановых (голубых) сланцев]. *1—5* (цифры на карте) — складчатые пояса: *1* — Св. Ильи, *2* — Селуин, *3* — Маккензи, *4* — Островной, *5* — Каскадный; *6—10* — кристаллические пояса (массивы): *6* — Юкон (массив), *7* — Береговой (интрузивный комплекс), *8* — Оминека, *9* — Колумбия (межгорный пояс), *10* — Северный Юконский; *11* — зона надвигов Скалистых гор: штриховая линия — восточная граница складчатого пояса.

ного несогласия. Мощные грубообломочные породы, выполняющие трог Тьягтон, свидетельствуют о поднятии прилегающей территории. В этом троге и в расположенных южнее впадинах Баусер и Селуин широко распространены ранне- и среднемеловые эффузивы разнообразного состава. Верхний мел представлен континентальными угленосными породами, часто грубообломочными и местами переслаивающимися с андезитовыми и базальтовыми эффузивами. Эти толщи отлагались в северо-западных впадинах Селуин и Сустут и вдоль крупных линеаментов типа разломов Тинтина и рва Скалистых Гор. Во впадине Нанаймо угленосные отложения чередуются с морскими осадками.

Кайнозой. В кайнозое на ряде участков региона происходило накопление неморских осадков; повсеместно был распространен вулканизм. Эоценовые разрезы изобилуют средними и кислыми эффузивами, а в миоцене и голоцене развиты платобазальты. Для большей части Западных Кордильер (за исключением не подвергшейся оледенению северной части внутреннего пояса) весьма характерны гляциальные отложения и эрозионные поверхности.

Метаморфизм и гранитные интрузии. Региональный метаморфизм и магматическая деятельность в мезозое и кайнозое концентрировались в области развития геоантиклиналей Кассиар и Берегового хребта (рис. 18). В геоантиклинали Оминека и троге Уайтхорс с интервалами около 30 млн. лет произошло внедрение гранитных пород — от раннемезозойских кварцевых диоритов и гранодиоритов до раннекайнозойских щелочных гранитов. Высокотемпературная фаза регионального метаморфизма, не связанная непосредственно с гранитными интрузиями, проявилась в среднем триасе на части плато Стикин, а в конце среднеюрской или в начале позднеюрской эпохи в горах Пелли, Кассиар и Оминека.

На площади развития геоантиклинали Берегового хребта в мезозое и раннем кайнозое фиксируется ряд этапов проявления метаморфизма и магматизма. В западной части этой геоантиклинали развиты кварцевые диориты и диориты, а вдоль восточного борта преобладают более основные породы. Широко распространены заполненные метаосадочными породами прогибы, приуроченные к кровле интрузивов.

В Каскадных горах внедрение гранитных интрузий продолжалось еще в неогене.

Минеральные ресурсы

Как внутренний, так и западный пояс Канадских Кордильер богаты полезными ископаемыми, разрабатывающимися с середины прошлого века.

Горючие ископаемые. Начиная с 1852 г. верхнемеловые угленосные отложения бассейна Нанаймо служат источником получения каменных углей с высоким содержанием летучих компонентов. Такие же угли встречены в отложениях того же возраста в бассейне Сукуаш и на островах Королевы Шарлотты. Нижнемеловые угли добывались близ Телкуа в бассейне Баусер. В пределах того же бассейна, к северу от Телкуа, расположено еще одно угольное месторождение, по-видимому, позднеюрского возраста. На территории Юкон уголь добывался в Кармаксе (впадина Танталус). Большинство третичных обломочных отложений содержат залежи лигнита, но добыча производится только в южной части внутреннего пояса Кордильер.

Неметаллические полезные ископаемые. В районе Кассиара и Клинтон-Крика (северная часть внутреннего пояса) расположены два месторождения асбеста, связанные с ультраосновными интрузиями. При этом первое содержит длинноволокнистой асбест высокого качества.

Обнаружены также барит, витерит, флюорит, перлит, тальк, гипс, нефрит. Разработка их в настоящее время почти не производится.

Металлические полезные ископаемые. Золото. Начало горнодобывающей промышленности в районе Кордильер в значительной мере связано с россыпным золотом. С 50-х годов XIX в. на площади внутреннего пояса Британской Колумбии было получено более 5 млн. унций (около 160 т) золота; территория Юкон, включая знаменитый Клондайк, с 90-х годов дала более 11 млн. унций (более 340 т) этого металла. На многих рудниках разрабатывалось коренное золото (преимущественно из кварцевых жил). Наиболее крупные коренные месторождения — Брейлорн-Пайонир на юге Берегового хребта, Голд-Кварц в районе Карибу, Хедли-Кемп в южной части внутреннего пояса. Последнее интересно тем, что там оруденение приурочено к зоне скарнов.

Серебро. Серебро и сопутствующие минералы разрабатывались на ряде месторождений в районе свода Стикин и на севере впадины Селуин, на крупнейшем в Канаде серебряном руднике Юнайтед-Кено. Большинство залежей связано с мезозойскими породами.

Свинец и цинк. Наиболее крупные залежи свинцово-цинковых руд расположены близ Росс-Ривер на западе центральной части впадины Селуин. Здесь в кембрийских отложениях залегает несколько рудных тел, в общем согласно с вмещающими породами. На многих рудниках добывались цинково-свинцовые руды совместно с серебром и (или) медью.

Медь. В результате интенсивных поисковых работ за последние годы удалось обнаружить ряд крупных ме-

сторождений меди, особенно в южной части внутреннего пояса Кордильер — в районе Стикин и на о. Ванкувер. Оруденение обычно связано с позднетриасовыми и раннеюрскими эффузивами, интрудированными гранитными плутонами. Некоторые месторождения, например Коппер-Маунтин и недавно открытое в южной части внутреннего пояса Бетлехэм, представлены вкрапленными медными рудами. На руднике вблизи Британии (южная часть Берегового хребта) разрабатываются метасоматические залежи меди, приуроченные к зонам дробления осадочных пород в кровле гранитной интрузии.

Молибден. Недавно началась разработка нескольких крупных залежей молибденовых руд (с низким содержанием металла) на своде Скина и в более южных районах внутреннего пояса. Обычно они связаны с лейкократовыми разностями гранитных массивов. В центре Британской Колумбии расположен крупнейший в Канаде молибденовый рудник Эндако.

Железо. На некоторых островах (Королевы Шарлотты, Ванкувер, Тексадо) разрабатывались пирометасоматические месторождения магнетита (иногда со значительным содержанием меди). Все они приурочены к скарновым зонам в верхнетриасовых известняках, интрудированных гранитными телами. Полагают, что источником оруденения служили подстилающие позднетриасовые эффузивы.

Вольфрам. Известен ряд небольших месторождений вольфрама, но разрабатывались только два из них. На месторождении Ред-Роз (свод Скина) добывают вольфрамит, ферберит и шеелит, приуроченные к кварцевым жилам в гранитных породах. На руднике Канада-Тунгстен (на востоке впадины Селуин) шеелит добывается из зоны скарнов в нижнекембрийских известняках.

Ртуть. Главным поставщиком ртути в Кордильерах является рудник Пинчи-Лейк. Здесь в карбонатных породах вдоль разлома Пинчи залегает киноварь как первичного, так и вторичного происхождения.

Никель и хром. В ультрамафических и ультраосновных телах на всем протяжении Кордильер обнаружены небольшие количества никеля и хрома. Единственное промышленное месторождение никелевых руд, связанное с ультраосновным интрузивом, разрабатывалось в южной части геоантиклинали Берегового хребта.

Х. Габриэльс

ПРОВИНЦИЯ ВЕЛИКИХ РАВНИН КАНАДЫ

Эта провинция является северным продолжением провинции Великих равнин США и протягивается вплоть до Северного Ледовитого океана. На востоке она ограничена Канадским щитом, на западе — Скалистыми горами и хр. Маккензи. Площадь этой провинции составляет около 2,2 млн. км². В административном отношении рассматриваемый регион охватывает южные части Манитобы и Саскачевана, Альберту, северо-восток Британской Колумбии и часть Северо-Западных территорий.

Геоморфологическая характеристика

Внутренние области Великих равнин дренируются главным образом системой р. Маккензи, впадающей в Северный Ледовитый океан, и р. Нельсон, впадающей в Гудзонов залив. Лишь самая южная часть территории провинции Альберты расположена в бассейне р. Миссури. Участок к северу от Большого Медвежьего озера на арктическом склоне Великих равнин дренируется реками Андерсон, Хортон и Хорнадей.

В пределах Великих равнин выделяется несколько геоморфологических районов (рис. 19). Плоская равнина

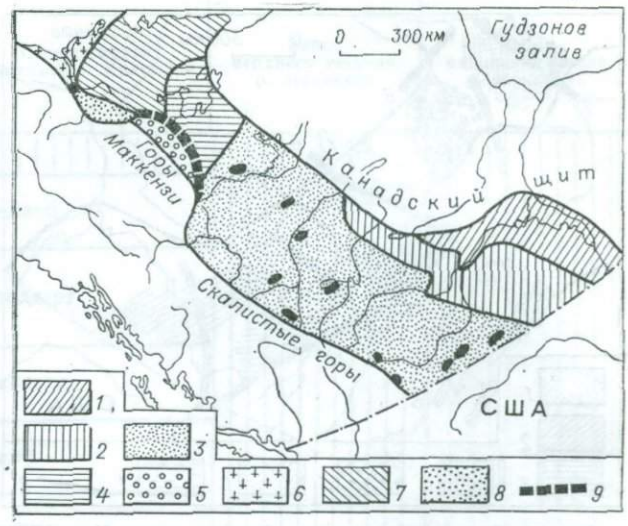


Рис. 19. Геоморфологическое районирование Великих равнин Канады.

1—7 — равнины: *1* — Манитоба, *2* — Саскачеван, *3* — Альберта — Большого Невольничьего озера (черное — останцы третичных террас), *4* — Большого Медвежьего озера, *5* — Маккензи, *6* — Арктическая береговая, *7* — Пил-Андерсон; *8* — плато Пил; *9* — горы Франклин.

Манитоба (первый ярус прерий) представляет собой бывшее дно ледникового оз. Агассиз. Остатками этого озера являются современные озера Виннипегосис, Виннипег и Манитоба. На Саскачеванской низменности, между уступом Манитобы и холмами Миссури (второй ярус прерий), расположены морены, послеледниковые озерные равнины и довольно крупные брошенные долины, возникшие в те времена, когда ледниковые воды стекали через систему Миссури.

В состав другого геоморфологического района входят Юго-Западный Саскачеван, Альберта и северо-восточная часть Британской Колумбии к югу от р. Лиард. Здесь расположены конечные морены ледников кордильерского и киватинского оледенений. Регион расчленен S-образными позднеплейстоценовыми кули (сухими руслами), которые пересекаются современными реками; отмечаются останцы третичных террас. Некоторые из этих древних высоких террас сейчас образуют годы Вуд, Сайпрес-Хиллс, Хенд-Хиллс, Поркьюпайн, Суон, Клир, Баффало-Хед, Хорм, а также многочисленные возвышенности, выступающие среди холмистой равнины (например, плато Кокран и Ноз). Межгорные впадины Форт-Нельсон и Пис-Ривер среди расчлененных возвышенностей Северной Альберты и Северо-Восточной Британской Колумбии соответствуют днищам доледниковых озер.

К северу от р. Лиард низменность Маккензи—Большого Медвежьего озера ограничена горами Маккензи, а к северу от Норман-Уэлс расчленена меридиональной грядой гор Франклин и рядом поперечных складок широтного простирания.

К северу от гор Маккензи и Франклин и к югу от р. Маккензи плато Пил переходит в низменность Пил-Андерсон-Хортон и дальше в Арктическую береговую равнину, достигающую наибольшей ширины в дельте р. Маккензи.

Тектоническое районирование провинции не обосновывается поверхностными структурными признаками, а базируется прежде всего на данных о глубинном строении региона (рис. 20). В области развития западных прогибов глубина залегания докембрийского фундамента достигает 6000 м. Фундамент осложнен рядом впадин и сводов. К ним относятся: впадина Уиллистон на юге провинции Саска-

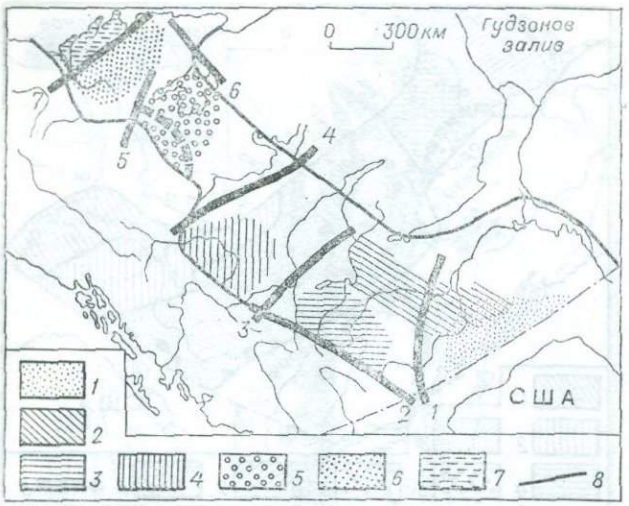


Рис. 20. Структурные элементы Великих равнин Канады.
1—4 — впадины: *1* — Уиллистон; *2* — Элк-Пойнт; *3* — Центральной Альберты; *4* — Форт-Нельсон; *5* — центральный прогиб Маккензи; *6* — плато Пил (впадина Андерсон); *7* — краевая часть впадины Бофорт; *8* — граница распространения Великих равнин.
1—7 (цифры на карте) — своды и поднятия: *1* — Суитграсс, *2* — Калгари, *3* — Пис-Ривер, *4* — Татлина (поднятие), *5* — Колвилл (поднятие), *6* — Коппермайн, *7* — Инувик-Минто.

чеван, свод Суитграсс, впадина Центральной Альберты, свод Пис-Ривер, впадина Форт-Нельсон, поднятие Татлина; впадина Центрального Маккензи со взбросовым блоком гор Франклин, поднятие Колвилл, плато Пил — впадина Андерсон, свод Инувик-Минто, борт впадины Бофорт (Арктическая береговая равнина, дельта р. Маккензи), свод Коппермайн. В девоне на территории Западной Альберты существовало еще одно поднятие фундамента — Калгари, ограничивавшее впадину Элк-Пойнт Восточной Альберты и Центрального Саскачевана.

Структурная характеристика

Во внутренних частях Великих равнин структуры на поверхности проявлены довольно слабо. На юге Саскачевана и, возможно, в центральной части района Маккензи известны структуры обрушения, связанные с соляным карстом. Отложения, развитые на территории Альберты, контролируются кулисообразно разветвляющимся прогибом Альберта, протягивающимся из Юго-Западной Альберты в юго-восточную часть Британской Колумбии.

Равнины северо-восточной части Британской Колумбии пересекаются широтным структурным носом Пис-Ривер, погружающимся на восток.

Несколько структур погружается от южной части гор Маккензи под Великие равнины, что фиксируются на поверхности антиклиналями Птито и Бове-Лейк. Погребенные разрывы, имеющие восточное падение, простираются параллельно фронту гор и прослеживаются в южном направлении через северо-восточную часть Британской Колумбии до Пис-Ривер.

В пределах Северо-Западных территорий в обособленных впадинах, возникших в результате формирования ограниченных сбросами блоков, протягивающихся параллельно складчатости до гор Маккензи и Франклин, обычно сохранены от размыва третичные и верхнемеловые отложения. Складкообразование гор Маккензи и Франклин имело место до позднего мела. Плато Пил — морфологическое выражение пологой широтной синклинали, а ориентировка плато Инувик на восточной окраине дельты р. Маккензи, по-видимому, отражает простирание домезозойской структуры.

На юге провинции геологическое развитие от позднего протерозоя почти до эоцена характеризовалась эвстатическими колебаниями и слабыми диастрофическими движениями. Поднятие и складчатость в эоцене унаследованно усилили среднемеловые структуры в центральной части района Маккензи. Интрузивные породы в пределах Великих равнин почти отсутствуют; исключение составляют несколько лампрофировых даек, прослеженных от Великих равнин до холмов Суитграсс в Монтане, и базальтовых силлов и даек, интрудирующих ордовикско-силурийские породы на севере Великих равнин, вблизи побережья Северного Ледовитого океана.

История геологического развития

Домеловые осадочные породы Великих равнин западной части Канады образовались в результате многократных трансгрессий Тихого океана в пределы докембрийского щита. Следующие одна за другой, все более обширные трансгрессии проникали на восток до современных Скалистых гор Альберты; бывшая береговая линия на докембрийском щите отмечается обломочными отложениями Уиндермир.

Палеозой. Среднекембрийские карбонатные породы отлагались в море, простиравшемся на восток до Южного Саскачевана; в районе Норман-Уэлс щит окаймлялся бассейном, где осадконакопление происходило в условиях повышенной солености (табл. 5). Позднеордовикские и среднесилурийские моря доходили до Манитобы и соединялись с морем, распространявшимся в районе современного Гудзонова залива. На большей части низменности к северу от Большого Невольничьего озера отлагались ордовикско-силурийские карбонатные породы Арктического бассейна. В результате позднесилурийской регрессии, проходившей по направлению к Кордильерам, бо́льшая часть территории Западной Канады стала сушей и подверглась последующей эрозии. В среднем девоне море, окаймлявшееся коралловыми рифами, через пониженный участок в районе долины р. Лиард распространилось на всю территорию Великих равнин к северу от Большого Невольничьего озера, вплоть до Северного Ледовитого океана. Обогнув северную оконечность полуострова (поднятие Калгари), оно проникло на восток до Манитобы. Поднятие Калгари протягивалось вдоль современных Скалистых гор и низкогорья Альберты из Монтаны до района Пис-Ривер.

В конце среднего девона прогиб к востоку от поднятия Калгари стал бассейном соленакопления (впадина Элк-Пойнт); однако к концу девона связь с морем установилась через зоны мелководья и впадина Альберта превратилась в зону развития рифов, с которой связаны нефтяные месторождения. В конце девона произошло поднятие арктической части Канадской плиты, сопровождавшееся отложением на северной равнине песков мелководья. Позднедевонское и миссисипское тихоокеанское море затопило поднятие Калгари; миссисипские карбонатные породы Юго-Восточного Саскачевана и Юго-Западной Манитобы, отложившиеся на мелководье, содержат нефтяные залежи. Регрессия моря в пенсильвании и перми обусловила отступление береговой линии на территорию Западной Альберты и северной части Юкона.

Мезозой. В триасе трансгрессия тихоокеанских морей захватила южную часть района Пис-Ривер. Из триасовых карбонатных пород и песчаников северо-восточной части Британской Колумбии добывают нефть (табл. 6).

В юре возобновилось распространение тихоокеанских морей на юг канадской низменности; некоторые песчаные горизонты, образовавшиеся в прибрежных условиях, со-

ТАБЛИЦА 5

Схема сопоставления палеозойских формаций различных районов Великих равнин Канады

Возраст	Бассейн Уиллистон	Центральная Альберта	Северо-восток Британской Колумбии	Район верхнего течения р. Маккензи	Район нижнего течения р. Маккензи
Пермь			Беллой		
Пенсильваний			Стоддарт		
Миссисипий	Биг-Сноуи	Рандалл	Рандалл		
	Медисон	Банф	Банф		
	Баккен	Эксшоу	Эксшоу		
	Куапелле	Уобаман	Уобаман		
Верхний девон	Саскачеван	Уинтерборн	Уинтерборн	Хей-Ривер (известняки)	Империал
		Вудбенд	«Айртон»	Симпсон	Форт-Крик
	Манитоба	Риф			
		Биверхилл			
Средний девон	Элк-Пойнт	Элк-Пойнт	Слейв-Пойнт	Слейв-Пойнт	
			Уотт-Маунтин	Прискуилл	
			Маскег		Рам-Партс
			Кег-Ривер	Пайн-Пойнт	Хейр-Индиан
			Чинчага		Хьюм
			Красноцветные слои	Красноцветы	Бэр-Рок
Силур	Интер-Лейк				
	Стони-Маунтин				Роннинг
Ордовик	Ред-Ривер			«Ордовик»	
	Виннипег				
	Дедвуд	«Кембрий»			Мак-Дугалл
Кембрий					Катерин

ТАБЛИЦА 6

Схема сопоставления мезозойских формаций различных районов Великих равнин Канады

Возраст	Бассейн Уиллистон	Центральная Альберта	Северо-восток Британской Колумбии	Район верхнего течения р. Маккензи	Район нижнего течения р. Маккензи
Тг	Рейвенскрег	Паскапу	Уопити		«Третичный период»
	Френчман				
	Уайтмад	Эдмонтон			
	Истэнд				Ист-Форк
	Бэрпо				
	Белли	Белли-Ривер			Литтл-Бэр
К	Ли-Парк	Ли-Парк	Уопиаби		
			Кардиум		Слейтер-Ривер
	Колорадо	Колорадо	Каскалау		
			Данвоган		
			Шафтсбери	«Сент-Джон»	
	Блэрмор	Манвилл	Пис-Ривер		
			Спирит-Ривер		Санс-Саулт
			Гетинг	«Мак-Мэррей»	
	Вангард		Никанассин		
	Шунавон				
J	Гравелберг		Ферни		
	Уотрос				
			Балдонелл		
			Лейк-Чарли		
T			Халфуэй		
			Спрей-Ривер		

держат нефтяные залежи в юго-западной части Саскачевана. Отступление юрских морей также фиксируется песчаными горизонтами; в концу юры береговая линия снова продвинулась в пределы Западной Альберты. В раннем мелу благодаря поднятию в центральной части Британской Колумбии морские условия сохранялись лишь в прогибе Пис-Ривер. Этот бассейн соединялся с Тихим океаном через пролив, проходящий между горами Оминека и Селкирк.

Ранне- и среднемеловые поднятия, а также внедрение батолитов в Британской Колумбии вызвали отступание тихоокеанских морей из района Кордильер. На востоке происходило наступление на юг полярного моря, воды которого распространились до центральной части Альберты. С песчаными образованиями береговых зон этих то наступавших, то отступавших полярных морей связаны многочисленные мелкие нефтяные месторождения Альберты и битуминозные пески Мак-Марри. Подъем гор Маккензи привел к обособлению бассейна от полярного океана; позднее этот бассейн через зону мелководья соединился с Мексиканским заливом. В позднем мелу море распространилось из Западной Альберты до Манитобы и от гор Маккензи до района Большого Медвежьего озера. Обломочный материал, снесенный с воздымавшихся гор Британской Колумбии, образовал в позднем мелу ряд дельт Западной Альберты и песчаные горизонты, с которыми связана нефтегазоносность. В позднем мелу произошло отступление вод из Мексиканского залива; в это время дельтовые отложения формаций Белли-Ривер и Эдмонтон покрывали Альберту, а море окончательно отступило через Южный Саскачеван.

Кайнозой. В начале кайнозоя Западная Канада испытала поднятие, за исключением района дельты р. Маккензи; достигало ли палеоценовое море центральных частей Канады, пока не ясно. Наиболее молодые из широко развитых отложений Западной Канады — континентальные палеоценовые пески формации Паскапу. Поднятие продолжалось, отлагались только террасовые и русловые гравелиты, позднее уничтоженные в ходе продолжавшихся подъема и эрозии.

Наступавшие плейстоценовые ледники перестроили ранее существовавшую речную сеть; доледниковые отложения тесно связаны с перекрывающими их ледниковыми образованиями. За исключением периода максимума Висконсинского оледенения, все время между покровными ледниками Кордильер и Киватина сохранялся «коридор», проходивший через Альберту и северо-восточную часть Британской Колумбии, посредством которого возможна была миграция фауны. Многие из нынешних равнинных сельскохозяйственных земель Западной Канады располагаются на площади бывших послеледниковых озер; доледниковая гидросеть привела к возникновению многочисленных живописных сухих русел. Послеледниковый подъем обусловил врез гидросети на равнинах, что свидетельствует о значительной молодости большинства современных долин.

Стратиграфия

Во многих местах поверхность докембрийского фундамента подвергалась выветриванию, что привело к образованию аркозов и других обломочных пород («гранитный аллювий»), возраст которых варьирует от кембрийского до девонского.

В пределах западных районов Великих равнин мощность кембрийских отложений составляет около 650 м. Вдоль восточного борта впадины Уиллистон и южного склона свода Пис-Ривер мощности кембрийских отложений падают до нуля. Нижний кембрий района р. Маккензи представлен обломочными породами, средний — красноцветными и соленосными. Верхне- и среднекембрийские толщи области развития прерий — это главным образом красноватые песчаники с прослоями карбонатов у западной границы Великих равнин.

Породы ордовика распространены лишь во впадине Уиллистон и в долине р. Маккензи, севернее Большого Невольничьего озера. На юге это преимущественно верхнеордовикские карбонатные породы, а в районе нижнего течения р. Маккензи и арктического склона Великих равнин развиты как средний, так и верхний ордовик.

Силурийские отложения развиты только во впадине Уиллистон: в ее южной части вблизи сбросового уступа Манитоба и в районе Маккензи, к северу от гор Хорн. Мелководные карбонаты силурийского возраста согласно перекрывают верхнеордовикские отложения с постепенным переходом (граница этих возрастных комплексов распознается с трудом).

Девонское осадконакопление захватило всю западную часть канадских Великих равнин, но в настоящее время выходы девонских пород наблюдаются только вдоль границы внутренней области региона. Силурийские толщи отделены от среднего девона поверхностью эрозионного несогласия. Средний девон во впадине Уиллистон и восточных районах Альберты представлен тонкозернистыми песчаниками, карбонатными и соленосными породами, в Северной Альберте и в долине р. Маккензи — доломитами, известняками и глинистыми сланцами, на западе Северо-Восточной Британской Колумбии — черными глинами. Во впадине Уиллистон встречены верхнедевонские мелководные карбонатные и соленосные толщи и тонкозернистые песчаники. В Альберте встречены глинистые сланцы и рифовые карбонатные породы; по направлению к северо-западу возрастает песчанистость отложений; в долине р. Маккензи разрез становится преимущественно песчанистым, а в районе нижнего течения Маккензи — грубообломочным.

Миссисипий впадины Уиллистон представлен мелководными карбонатными, тонкозернистыми обломочными карбонатными породами, иногда — ангидритами. В Южной Альберте верхний миссисипий — карбонатный, нижняя часть разреза — глинистая. На северо-востоке Британской Колумбии нижняя часть разреза представлена черными глинистыми отложениями, переходящими кверху в песчаники. В долине р. Маккензи хорошие обнажения миссисипия отсутствуют.

Пенсильваний и нижняя пермь развиты лишь в районе Пис-Ривер, где их неполный разрез представлен грубозернистыми песчаниками, иногда карбонатными породами. Триас развит на равнинах Западной Альберты и в районе Пис-Ривер Альберты и Британской Колумбии. Нижний триас сложен морскими известковыми алевролитами, средний — отложениями песчаных пляжей, мелководными карбонатными породами, красноцветами, ангидритами. Верхний триас в разрезе Великих равнин отсутствует.

Распространение юрских отложений ограничено впадиной Уиллистон, Западной Альбертой и Северо-Восточной Британской Колумбией. В Южном Саскачеване они представлены песками, глинами и тонкими прослоями известняков, в Альберте и Британской Колумбии — морскими глинами и тонкозернистыми песками.

Верхнеюрские породы и базальные горизонты мела в разрезе отсутствуют, за исключением района арктического склона равнин. В Южном Саскачеване и южной части Альберты нижний мел представлен речными песками и глинами, в Центральной Альберте имеются «языки» морских отложений; в долине р. Маккензи преобладают морские глины, в Северной Альберте и на северо-востоке Британской Колумбии также имеются морские отложения. В Манитобе и Саскачеване, в районе административной границы провинций Саскачеван и Альберты верхнемеловые глины включают линзовидные прослои песков, образовавшиеся в солоноватоводных условиях, а верхняя часть разреза в Западной Альберте сложена дельтовыми песками. На северо-востоке Британской Колумбии, в рай-

оне р. Лиард, верхний мел выпадает из разреза. В пределах Северо-Западных территорий породы верхнего мела в виде эрозионных останцов распространены на севере до Северного Ледовитого океана.

Третичные отложения повсюду, за исключением дельты р. Маккензи, имеют континентальное происхождение; холмы-останцы Альберты и Южного Саскачевана сложены речными гравелитами. В низовьях долины р. Маккензи континентальные третичные толщи сохранились в низменных частях комплекса хребтов и впадин к югу от района Норман-Уэлс.

Четвертичные образования представлены преимущественно ледниковыми глинами, песками и гравелитами, а также отложениями как доледниковых, так и послеледниковых озер. На побережье Северного Ледовитого океана четвертичная дельта р. Маккензи расположена на северо-западном продолжении внутренней области Великих равнин.

С верхнемеловыми формациями Белли-Ривер и Эдмонтон, развитыми в долине р. Ред-Дир Южной Альберты, связаны знаменитые местонахождения скелетов динозавров. В олигоценовых отложениях плато Суифт-Каррент обнаружены титанотерии и бронтотерии прекрасной сохранности.

Орогенические фазы

Диастрофические восходящие движения среднего ордовика, раннего девона, позднего палеозоя и раннего мела не оказали существенного влияния на область развития Великих равнин Канады. Среднетретичный подъем территории Скалистых гор привел, однако, к формированию складчатых поясов в Западной Альберте и к образованию синклинория Альберты.

В результате позднеэоценовой магматической деятельности (интрузии Суитграс) вдоль южной границы Альберты сформировались небольшие минеттовые дайки. Арктический береговой район Великих равнин подвергся воздействию каледонского орогенеза, но большая часть этого подвижного пояса перекрыта более молодыми отложениями. Позднепалеозойские разрывные дислокации палеозойского фундамента на северо-востоке Британской Колумбии и в районе Пис-Ривер (Альберта), оживлявшиеся временами в мезозое, привели к складчатости глубинных частей палеозойского разреза.

В центральной части долины р. Маккензи развит ландшафт Хребтов и Долин; здесь третичные и верхнемеловые отложения маскируют следы среднемелового орогенеза, и лишь на отдельных участках выходят на поверхность палеозойские породы.

Полезные ископаемые

На территории Великих равнин обнаружены крупные рудные месторождения.

Железные руды. В верхнемеловых отложениях района горы Клир-Хилс — р. Пис-Ривер обнаружены месторождения полосчатых оолитовых руд среднего качества; их запасы оцениваются в 60 млрд. т промышленных гематит-гётитовых руд.

Свинцово-цинковые руды. В районе южного побережья Большого Невольничьего озера имеются метасоматические залежи в среднедевонских рифах. С 1965 г. разрабатываются галенит-сфалеритовые руды, запасы которых при содержании 12% свинца и цинка оценены в 120 млн. т.

Поташ и каменная соль. Среднедевонские соленосные отложения формации Элк-Пойнт содержат горькие соли; для разработки калийных солей пройдены шахты в Эстергази и в прогибах близ Саскатуна, около Регины и неподалеку от Йорктона (Саскачеван). Запасы до глубины 1150 м оценены в 6,4 млрд. т. В Элк-Пойнте и Мак-Марри (Альберта) соль извлекалась в виде рассолов через буровые скважины.

Неметаллические ископаемые. В верхнемеловых отложениях (свита Уайтмад) в Меджин-Хат и в районе Истенда добывались керамические глины. В Манитобе имеется карьер, в котором добывается строительный камень (пятнистые ордовикские известняки). В низовьях Пис-Ривер и к западу от Большого Медвежьего озера, вдоль р. Маккензи, выявлены (но не разрабатываются) месторождения гипса. Запасы серы в природном газе составляют около 80 млн. т.

Уголь. Запасы угля на территории Великих равнин оцениваются в 25 млрд. т. В породах верхнего мела Альберты и Саскачевана обнаружены залежи углей-лигнитов и бурых. Угли мелового возраста добываются в районе Летбриджа (Южная Альберта), на пустошах Драмхеллер в долине р. Ред-Дир и в районе Эдмонтона (Центральная Альберта). К востоку от холмистой равнины Центральной Альберты имеются залежи палеоценовых углей, в Эстеване (Саскачеван) разрабатываются третичные лигниты.

Битуминозные пески. В долине нижнего течения р. Атабаски обнажаются пески нижнемеловой свиты Мак-Марри, насыщенные тяжелой нефтью; еще одна толща нижнемеловых битуминозных песков занимает бóльшую часть северного района Центральной Альберты. Запасы оцениваются в 100—300 млрд. баррелей (13,5—40,5 млрд. т). Имеются сообщения о находке таких же отложений к северу от Большого Медвежьего озера.

Нефть и газ. Промышленные запасы нефти в провинции Великих равнин достигают 540 млн. т (1963 г.), газа — 40 трлн. футов^3 (1,13 трлн. м^3). В Юго-Восточном Саскачеване и в Юго-Западной Манитобе, в зоне северо-восточного выклинивания миссисипских отложений бассейна Уиллистон, имеется ряд нефтяных месторождений. На северо-западном борту этой впадины, в Юго-Западном Саскачеване, обнаружена зона выклинивания юрских толщ (береговая линия юрского бассейна). Выклинивание погружающихся к западу миссисипских отложений в Западной Альберте создало условия для формирования ряда нефтяных и газовых залежей, соединяющихся с зоной пермских и триасовых стратиграфических залежей в районе Пис-Ривер (Альберта и Британская Колумбия).

Наиболее крупные нефтяные месторождения связаны с девонскими рифами, окаймляющими впадину Эдмонтон (Западная Альберта). В результате распространения девонской трансгрессии к югу, на «поднятие» Пис-Ривер, сформировались более молодые рифы.

Небольшие нефтяные месторождения в нижнемеловых отложениях разрабатывались в Центральной Альберте. Самое значительное по площади (1300 км^2) нефтяное месторождение Канады (Пембина) связано с выклиниванием морских верхнемеловых песков Кардиум.

Ч. Р. Стелк

ВПАДИНА ОНТАРИО

Впадина Онтарио занимает около 67 000 км^2 в южной части провинции Онтарио, примыкающей к южной группе Великих озер — Гурон, Эри и Онтарио. Этот регион расположен в наиболее густонаселенной области Канады, играющей ведущую роль в сельском хозяйстве, промышленности и транспорте; в южных районах Онтарио разрабатываются ценные полезные ископаемые.

Первые систематические геологические исследования в Южном Онтарио были начаты вскоре после создания Канадской геологической службы в 1842 г. Впервые расчленение палеозойского разреза здесь было выполнено У. Логаном и его сотрудниками. В 1861 г. на основе изучения выходов нефти в Гаспе (Квебек) Г. Стерри-Хант предложил «антиклинальную теорию формирования неф-

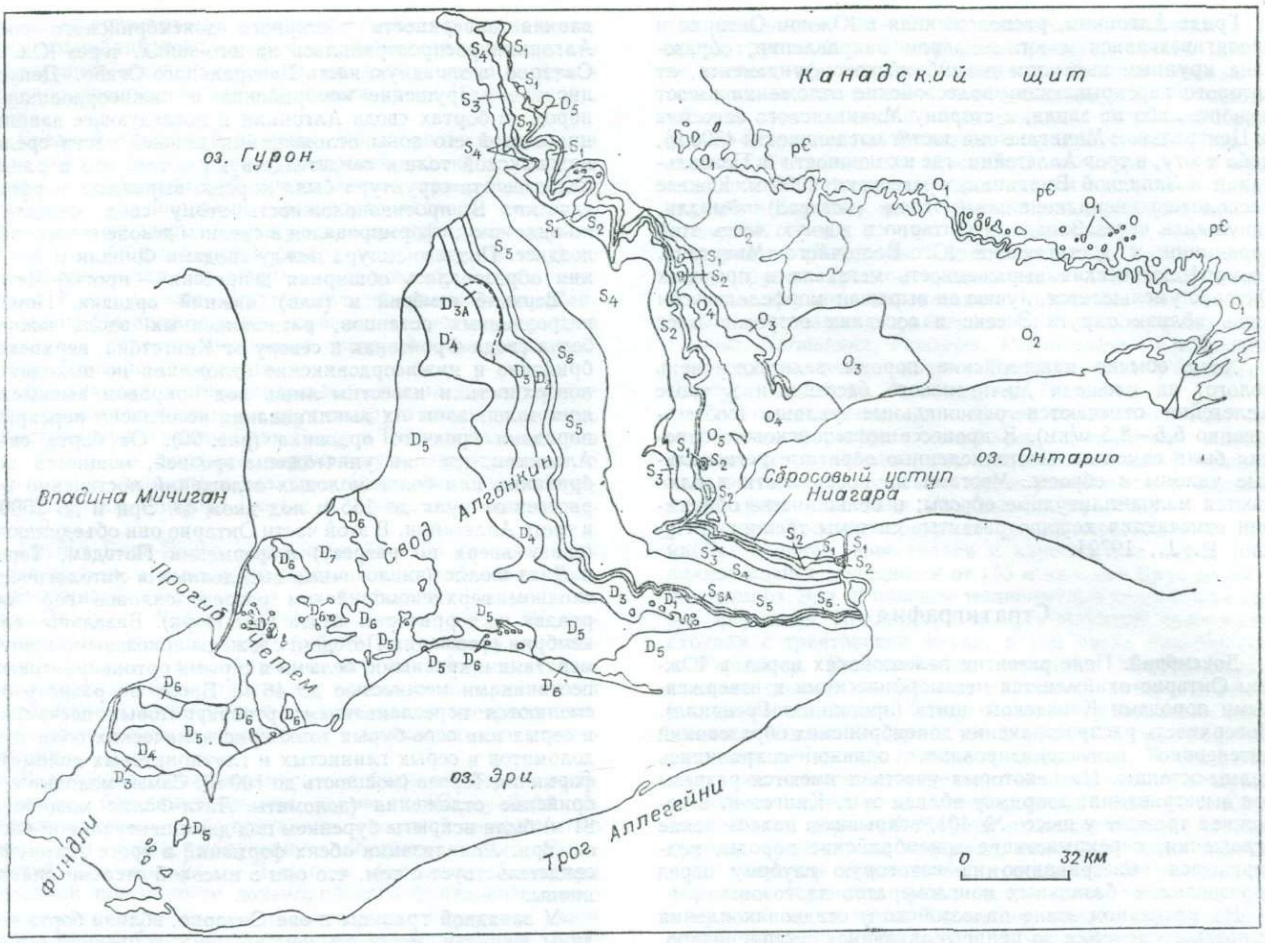


Рис. 21. Геологическая карта палеозойских отложений бассейна Онтарио [Winder C. G., Sanford B. V., 1972].

Формации, группы, комплексы верхнего девона: D_8 — Порт-Ламбтон, D_7 — Кеттл-Пойнт, D_6 — Гамильтон; среднего девона: D_5 — Данди, D_4 — Лукас, D_3 — Амхерстберг, D_{3A} — Формоса-Риф; нижнего девона D_2 — Буа-Блан, D_1 — Орискани; верхнего силура: S_6 — Басс-Айлендс, S_5 — Салина; среднего силура: S_4 — Гуэлф, S_3 — Эрамоса, S_2 — Амабел; нижнего силура: S_1 — Катаракт; верхнего ордовика: O_5 — Куинстон, O_4 — Мифорд-Дандас, O_3 — Блу-Маунтинс-Коллингвуд; среднего ордовика: O_2 — Трентон, O_1 — Блэк-Ривер. Кембрий—ордовик: ϵ—O_1 — Потсдам. Докембрий: $p\epsilon$ (нерасчлененный).

тяных залежей», основные положения которой были использованы в практике нефтеразведки Канады (Онтарио) а также США. Первое площадное геологическое картирование территории Онтарио было проведено с 1936 по 1947 г. Дж. Кали. Его геологические исследования были продолжены в 1949—1966 гг. Б. Сэнфордом.

В настоящее время систематические геологические исследования и составление карт осуществляются Геологической службой Канады (Оттава), результаты которых использованы в данном разделе [Douglas R. J. W. e. a., 1970]. Разведка и эксплуатация промышленных месторождений проводятся Министерством природных ресурсов Онтарио. Приводимое ниже изложение частично основано на материалах путеводителей А-42 и А-45 Международного геологического конгресса 1972 г. [Terasmae J. e. a., 1972; Winder G. G., Sanford B. V., 1972].

Геоморфология и общие черты геологического строения

Южная часть провинции Онтарио подразделяется на три основных геоморфологических района: центральную низменность Св. Лаврентия (ограниченную реками Онтарио и Св. Лаврентия и простирающуюся на восток от Оттавы и Броквилла); западную низменность Св. Лаврентия (юго-западная часть провинции Онтарио между озерами Онтарио, Эри и Гурон, включая о. Манитулин); возвышенность Фронтенак, вытянутую в северо-западном направлении и разделяющую обе низменности.

Западная и центральная низменности Св. Лаврентия сложены осадочными породами палеозоя, а возвышенность Фронтенак представляет собой выступ Канадского щита (провинция Гренвилл). От западной оконечности оз. Онтарио до зал. Джорджиан-Бей и о. Манитулин тянется Ниагарский уступ. Он пересекает западную низменность Св. Лаврентия в виде обращенной на северо-восток куэсты, образованной устойчивыми силурийскими карбонатными породами, полого падающими на юг, к Мичиганскому бассейну. В южной части региона, а также на о. Манитулин этот уступ достигает абсолютной отметки 195 м при относительной высоте до 90 м, а на побережье зал. Джорджиан-Бей абсолютные высоты составляют 300 м. Низменность вблизи уступа сложена кембрийскими и ордовикскими толщами мощностью до 600 м (у западной оконечности оз. Онтарио). Далее к западу, у южного берега оз. Гурон и под дном оз. Эри, на границе Канады и США (рис. 21), мощность кембрия, ордовика и девона достигает 1500 м.

Гряда Алгонкин, расположенная в Южном Онтарио и протягивающаяся в юго-западном направлении, образована крупным выступом докембрийского фундамента, от которого перекрывающие палеозойские отложения имеют падение либо на запад, в сторону Мичиганского бассейна (в Центральном Мичигане они достигают мощности 4300 м), либо к югу, в трог Аллегейни, где их мощности (в Пенсильвании и Западной Виргинии) превышают 6000 м. Южнее расположен меридиональный свод (мегавал) Финдли, тянущийся через Западный Онтарио в южную часть этой провинции и достигающий Юго-Восточного Мичигана. Геоморфологическая выраженность мегавала в пределах Онтарио уменьшается, лучше он выражен морфологически лишь вблизи округа Эссекс и соседних островов Басс в оз. Эри.

Хотя обычно палеозойские породы залегают очень полого, на площади Мичиганского бассейна и в троге Аллегейни отмечаются региональные уклоны (соответственно 5,5—8,5 м/км). В процессе нефтепоискового бурения были отмечены многочисленные обратные региональные уклоны и сбросы. Местами на поверхности наблюдаются малоамплитудные сбросы; в большинстве обнажений отмечаются хорошо развитые системы трещин [Brigham R. J., 1972].

Стратиграфия

Докембрий. Поле развития палеозойских пород в Южном Онтарио окаймляется метаморфическими и изверженными породами Канадского щита (провинция Гренвилл). Поверхность распространения докембрийских образований интенсивно пенепленизирована, однако сохранились холмы-останцы. На некоторых участках имеются разрезы зон выветривания: например вблизи от г. Кингстон, в дорожной траншее у шоссе № 401, вскрывшем палеозойские отложения, перекрывающие докембрийские породы, подвергшиеся выветриванию на некоторую глубину перед образованием базальных конгломератов палеозоя.

На начальном этапе палеозойского осадконакопления (с позднего кембрия до раннего ордовика) пенепленизированная поверхность обширного докембрийского свода Алгонкин распространилась на юго-запад, через Южный Онтарио, в западную часть Центрального Огайо. Денудационное разрушение кембрийских и нижнеордовикских пород на бортах свода Алгонкин и последующее заполнение осевой его зоны отложениями нижней части среднеордовикской толщи свидетельствуют о том, что в раннем палеозое эта структура была хорошо выражена морфологически. В противоположность этому свод Финдли *, по-видимому, сформировался в среднем девоне и несколько позднее. Позднее силура между сводами Финдли и Алгонкин образовалась обширная депрессия — прогиб Четем.

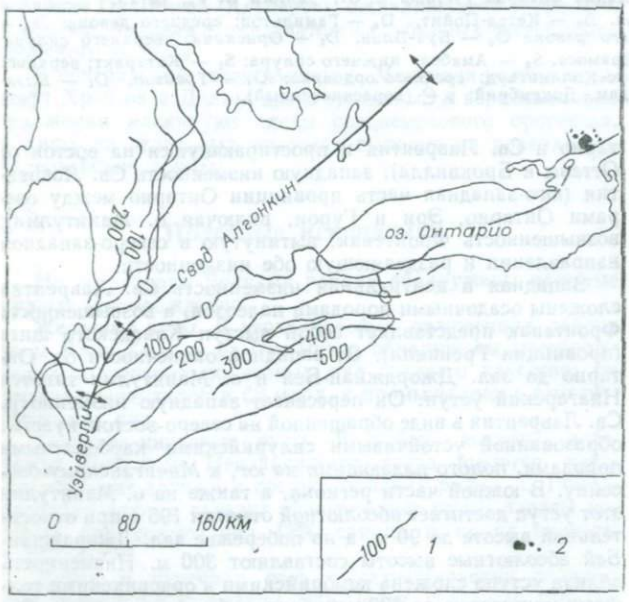


Рис. 22. Карта мощностей верхнекембрийской толщи (район оз. Эри — оз. Гурон).

1 — изопахиты кембрийских отложений; *2* — выходы кембрийских — нижнеордовикских пород.

Верхний кембрий и (или) нижний ордовик. Помимо разрозненных останцов, расположенных вдоль южного борта свода Фронтенак к северу от Кингстона, верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения не выходят на поверхность и известны лишь под покровом вышележащих толщ; зоны их выклинивания несогласно перекрыты породами среднего ордовика (рис. 22). От борта свода Алгонкин, где они уничтожены эрозией, мощность кембрийских или более молодых отложений постепенно возрастает от нуля до 155 м под дном оз. Эри и до 2000 м в троге Аллегейни. В этой части Онтарио они объединяются (снизу вверх по разрезу) в формации Потсдам, Тереза и Литл-Фоллс (аналогичные выделенным в литологически сходном верхнекембрийском разрезе склонов гор Адироидак на территории штата Нью-Йорк). Базальные слои кембрия (формация Потсдам) сложены аркозовыми конгломератами и красными, белыми и серыми ортокварцитовыми песчаниками мощностью до 46 м. Вверх по разрезу они сменяются переслаиванием ортокварцитовых песчаников и серых или серо-бурых тонкокристаллических оолитовых доломитов и серых глинистых и глауконитовых доломитов формации Тереза (мощность до 100 м). Самые молодые кембрийские отложения (доломиты Литл-Фоллс мощностью 31 м) были вскрыты бурением под дном центральной части оз. Эри. Локализация обеих формаций в троге Аллегейни свидетельствует о том, что они в высокой степени диахроничны.

У западной границы п-ова Онтарио, вблизи борта впадины Мичиган, мощность кембрийских отложений быстро возрастает — до 620 м в Южном Мичигане. Из Мичигана и Висконсина в Онтарио были прослежены формации Маунт-Симон и Эо-Клер, литологически очень сходные с их восточными аналогами — формациями Потсдам и Тереза.

Эти формации в Онтарио палеонтологически еще не охарактеризованы, однако их возраст считается позднекембрийским на основании стратиграфической корреляции с породами разрезов сент-круаксанского типа в штатах Висконсин и Нью-Йорк. Потсдамские песчаники в «Парке Столбов» в 16 км севернее Кингстона фаунистически не охарактеризованы; возраст их считается позднекембрийским или раннеордовикским. Невдалеке от этого места они с угловым несогласием залегают на докембрийских породах и перекрываются среднеордовикскими. Однако для северного склона свода Фронтенак (в долине Оттава), по данным А. Е. Уилсона [Wilson A. E., 1946], характерны соотношения, свидетельствующие в пользу ордовикского возраста немых непейских (потсдамских) отложений, так как здесь они без видимого перерыва сменяются вверх по разрезу нижнеордовикскими карбонатными породами. Не лишено оснований предположение о том, что во многих местах горных районов Канадского щита и гор Адирондак потсдамские отложения также могут иметь (во всяком случае частично) раннеордовикский возраст. По мере по-

* «Своды» Алгонкин и Финдли, а также Фронтенак (см. ниже) — линейные положительные структуры первого порядка, которые, по существу, являются мегавалами [Хаин В. Е., 1964 и др.]. — *Прим. пер.*

степенной трансгрессии и смещения береговой линии в сторону докембрийского нагорья в дресбачский век началось терригенное осадконакопление, продолжавшееся во франконское, тремпелионское и канадское время [Fisher D. W., 1956].

Средний и верхний ордовик. Образования на границе палеозоя и докембрия между восточной частью оз. Онтарио и зал. Джорджиан-Бей представлены преимущественно карбонатными породами среднеордовикского возраста. Они образуют здесь невысокую куэсту, протягивающуюся на 330 км. Обращенный к северу уступ высотой от 3 до 15 м возвышается над поверхностью докембрийского пенеплена. К югу от этого уступа значительная площадь Центрального Онтарио сложена коренными породами верхнего ордовика, перекрывающимися силурийскими образованиями Ниагарского уступа.

Ордовикская система подразделяется на две литологически резко отличающиеся друг от друга толщи: нижнюю, известняковую (группы Блэк-Ривер и Трентон), мощностью до 300 м, и верхнюю, терригенную, представленную в основном глинистыми сланцами (формации Коллингвуд, Блу-Маунтин, Мифорд-Дандас и Куинстон), мощностью до 550 м.

Группа Блэк-Ривер (мощностью 30—155 м) — это наиболее древние ордовикские породы Южного Онтарио, расчленяющиеся сверху вниз на формации Шедоу-Лейк, Галл-Ривер и Кобоконк. Почти немая свита Шедоу-Лейк перекрывает верхний кембрий и с угловым несогласием залегает на докембрийских породах. Формация сложена коричневыми, красными и зелеными алевритистыми и известковистыми глинистыми сланцами и алевролитами, перемежающимися с глинистыми и доломитистыми известняками.

В разрезах, обнажающихся под более молодыми отложениями, базальные породы формации Шедоу-Лейк содержат аркозы и грубо окатанные, с матовой поверхностью кварцевые зерна, получившие образное наименование «мячей для гольфа». Мощность формаций благодаря неровной поверхности докембрийского фундамента резко изменяется на коротких расстояниях. Формация Галл-Ривер иногда более широко распространена по сравнению с формацией Шедоу-Лейк, и в этих случаях она перекрывает породы докембрийского фундамента. Эта формация сложена микрокристаллическими известняками (микритами), тонко-линзовидно переслаивающимися с доломитами. Часто встречаются пропластки черных кремнистых сланцев и метабентонитов. Окаменелости, кроме остракод, в этих породах встречаются редко. В средней и верхней частях разреза обнаружены *Cryptophragmus*, *Tetradium*, *Bathyurus*, эндоцеридные и актиноцеридные головоногие, небольшое число спиральных гастропод, брахиопод, иногда строматолиты. Формация Кобоконк представлена толстослоистыми кристаллическими известняками (кальцисилтиты *и калькарениты). Местами она содержит кремнистые стяжения. Обнаружены многочисленные органические ископаемые, в том числе *Stromatocerium*, *Tetradium*, *Doleroides*, *Sowerbyella*, *Triplesia*, *Eodinobolus*, *Maclurites*, *Gonioceras*, *Receptaculites*.

В отложениях группы Блэк-Ривер хорошо сохранились такие первичные седиментационные признаки, как плоскогалечные конгломераты, косая слоистость, полигоны усыхания и ходы червей. Условия осадконакопления были характерны для участков морского мелководья, расположенных в пределах приливо-отливной зоны, а также ниже и, возможно, выше этой зоны [Winder C. G., 1960; Mukherji K. K., 1969].

Глинистые биокластические известняки группы Трентон (мощностью 90—170 м) значительно отличаются от пород группы Блэк-Ривер с их преимущественно микрозернистыми структурами. Отложения Трентон начинаются глинистыми известняками, перемежающимися с биокластическими известняками и калькаренитами (формация Киркфилд с брахиоподами *Resserella* и криноидеями). Выше залегают биокластические известняки, калькарениты и переслаивающиеся глинистые известняки и глинистые сланцы формации Виралем, в подошве которой изобилуют мшанки *Prasopora*. Среди других форм отмечаются *Cryptolithus* и остракоды (*Basslerata*, *Thomasatia* и др.). Верхние горизонты группы Трентон представлены глинистыми микрокристаллическими известняками формации Кобург, содержащими такие характерные трентонские роды, как *Isotelus*, *Hormotoma*, *Fusispira*, *Rafinesquina*, и некоторые руководящие новые виды — *Probillingsites*, *Plectatrypa*, *Catazyga*, *Oxoplecia*, *Pseudogygites*, *Triarthrus*.

Трентонские известняки обычно более глинистые, чем известняки формации Блэк-Ривер, и содержат больше окаменелостей. Видимо, они представляют собой отложения мелководного шельфа, формировавшиеся в краевой части трога Аллегейни [Winder C. G., 1960].

Группа Трентон перекрыта толщей переслаивания глинистых сланцев, известняков и карбонатных пород, увеличивающейся в мощности от 155 м на п-ове Брус до 560 м под дном оз. Эри. В подошве темноцветных глинистых сланцев формаций Коллингвуд и Блу-Маунтин содержится сходная с трентонской фауна, в том числе *Pseudogygites* и *Triarthrus*. Вышележащая формация Мифорд-Дандас сложена серыми глинистыми сланцами, алевролитами и иногда известняками. Самые молодые ордовикские отложения в Южном Онтарио это формация Куинстон — коричневые глинистые сланцы и алевролиты. К северо-западу они постепенно переходят соответственно в черные глинистые сланцы и доломиты формаций Мифорд и Катавонг. Фауна формаций Мифорд и Дандас подобна таковой группы Трентон, но содержит некоторые виды пелеципод, например *Byssonychia*, и мшанки. В отложениях формации Куинстон фауна встречается лишь изредка, в краевой части трога Аллегейни, однако содержащиеся в них биостромы составляют фаунистический комплекс, характерный для ричмондского яруса.

Долгое время стратиграфическая номенклатура, региональная корреляция и биохронология ордовика востока Северной Америки были очень запутаны. В недавнее время Североамериканская хроностратиграфическая номенклатура (ярусы) была сравнительно стандартизована на основе бентонной фауны и конодонт (рис. 24).

Силур. Силурийские отложения в Южном Онтарио ограничены с севера и с востока Ниагарским уступом, тянущимся из района Рочестера (штат Нью-Йорк) до о. Манитулин. Среднесилурийские отложения, формирующие уступ, представлены твердыми, устойчивыми к выветриванию карбонатными породами, подстилаемыми менее устойчивыми глинистыми сланцами (нижний силур и верхний ордовик). По мере эрозии сланцев карбонатные породы обрушаются (чему способствует развитая система трещин), тем самым сохраняя крутизну уступа. Силурийские отложения отличаются крайней литологической разнородностью; они были описаны в обнажениях Т. Болтоном [Bolton T. E., 1957], а в скважинах — Б. Сэнфордом [Sanford B. V., 1969].

Силурийские отложения региона, представленные большей частью мелководными платформенными образованиями, накапливались в прибортовых частях двух седиментационных бассейнов: 1) на юге — удлиненного трога Аллегейни, протягивающегося к п-ову Ниагара и под дно оз. Эри; 2) на западе — впадины Мичиган, восточный борт которой проходит через западную и центральную часть оз. Эри и затем протягивается к северу, параллельно современной оси свода Алгонкин. В раннем силуре в троге Аллегейни происходило накопление обломочных отложе-

* Известняки, состоящие преимущественно из зерен обломочного кальцита алевритовой размерности. — *Прим. пер.*

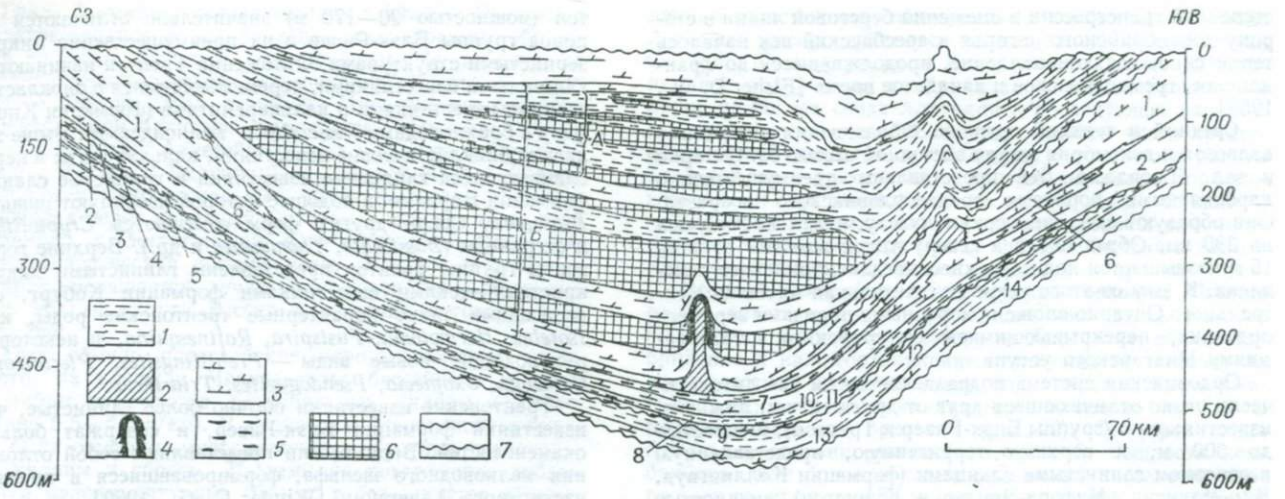


Рис. 23. Геологический разрез силурийских отложений через восточный борт впадины Мичиган в юго-восточной части Онтарио, по Б. Сэнфорду.

1 — глинистые сланцы; *2* — биогермные рифы; *3* — доломиты; *4* — ангидрит; *5* — кремнистые сланцы; *6* — соль; *7* — несогласие. Группы и формации пород (цифры и буквы на разрезе): *А* — Басс-Айлендс, *Б* — Салина, *1* — Гуэлф (биостромы), *2* — Амабел (Лайонс-Хед), *3* — Дайер-Бей, *4* — Уингфилд, *5* — Сент-Эдмунд, *6* — межрифовые отложения, *7* — Гот-Айленд, *8* — Рочестер, *9* — Рейналес, *10* — Гаспорт, *11* — Клинтон, *12* — Кабот-Хед, *13* — Катаракт, *14* — Манитулин.

ний, а в позднем силуре как впадина Мичиган, так и трог Аллегейни стали зоной седиментации карбонатных пород и эвапоритов.

Нижний силур и нижняя часть среднего силура. Наиболее древние отложения силура представлены группой Катаракт (рис. 24). В восточной части п-ова Ниагара в эту группу объединяют (снизу вверх по разрезу): белые и серые ортокварцитовые песчаники Уайрлпул, серые, зеленые и красные глинистые сланцы Кабот-Хед и красные ортокварциты Гримсби.

Группа Катаракт залегает на ордовикских и перекрывается среднесилурийскими образованиями, по-видимому, с региональными угловыми несогласиями. Поверхность кровли этой толщи была значительно выровнена эрозией. Формирование большей части слагающих ее пород связано с приливной зоной морского бассейна. К востоку, в штате Нью-Йорк, отложения группы Катаракт быстро сменяются по простиранию грубообломочными дельтовыми красноцветами группы Медина. В большинстве формаций, особенно Гримсби, широко распространены текстуры палеотечений; в породах формации Гримсби содержатся также текстуры переотложения и вымывания, косые слойки, конгломераты с обломками глинистых сланцев и т. д. [Martini I. P., 1971].

Для группы Катаракт характерна следующая фауна: *Paleofavosites, Brockocysits, Virgiana, Resserella, Coelospira, Helopora, Phaenopora, Liocalymene, Leperditia, Zigobolba* и части раковин *Arthrophycus alleghaniensis*.

Средний силур. Группа Катаракт перекрыта сложно построенной толщей криноидных банок и рифов (с сопутствующими глинистыми, в меньшей степени песчанистыми отложениями), подразделяющейся на три генетически взаимосвязанные литостратиграфические единицы: 1) формацию Фоссил-Хилл (и ее эквиваленты — формации Торолд, Неага и Рейналес), 2) группу Амабел, 3) формацию Гуэлф и частично эквивалентную ей формацию Эрамоса.

Вдоль борта впадины Мичиган в Онтарио, от п-ова Брус до свода Алгонкин и далее, в западной и центральной частях впадины оз. Эри развиты осадки, отложенные у внешнего края шельфа, в обстановке высокого энергетического уровня седиментации. В этой зоне отложения имеют мощность 130—170 м; в более погруженной части впадины Мичиган она быстро уменьшается до 30 м, а на п-ове Ниагара и под дном оз. Эри вновь возрастает до 100 м.

В формациях Рейналес и Фоссил-Хилл широко распространена фауна *Halysites* и *Pentamerus*. Кроме того, в отложениях Фоссил-Хилл местами изобилует фауна, включая такие роды, как *Pentameroides, Costistricklandia, Camarotoechia, Favosites, Alveolites* и многие другие.

Формации Фоссил-Хилл — Рейналес несогласно перекрываются отложениями группы Амабел, состоящей из ряда карбонатных и глинистых фаций, образовавшихся в резко различных условиях седиментации. Впадина Мичиган окаймляется мощной толщей доломитов (формации Колпот-Бей и Уиртон), сложенных в основном чешуйками и пластинами иглокожих. В погруженной части впадины Мичиган эти доломиты линзовидно переслаиваются с кремнистыми доломитами (кальцисилтитами и микритами) формации Лайонс-Хед. На п-ове Брус и своде Алгонкин широко распространены отложения криноидных банок (формации Колпот-Бей и Уиртон); на юго-западе они образуют лишь узкую полосу.

Группа Амабел представлена главным образом мелководно-морскими отложениями, накапливавшимися ниже приливо-отливной зоны. Карбонатные осадки криноидных банок формировались на шельфе в условиях высоких энергетических уровней осадконакопления, между двумя резко различными обстановками седиментации: более глубоководными во впадине Мичиган на северо-западе и шельфовых лагун (трог Аллегейни) на юге. Фауна в породах Амабел встречается часто или даже в изобилии. Она включает роды *Dicoelosia, Salopina, Eocoelia, Conchidium, Costistricklandia, Stephanocrinus, Caryocrinites, Paraechmina, Fletcheria, Scutellum* и *Cheirurus*.

Группа Амабел перекрыта отложениями формации Гуэлф, представленной в основном карбонатными породами платформенного типа, образующими рифовый комплекс, приуроченный к бортам впадины Мичиган. Это бурые доломиты, сменяющиеся к центру бассейна темными битуминозными и кремнистыми доломитами. В непосредственной близости от срединного массива располагаются биогермные одиночные рифы с относительными высотами до 50 м. К центру впадины, где погружение было более быстрым, образовались островерхие рифы (пиннакли)

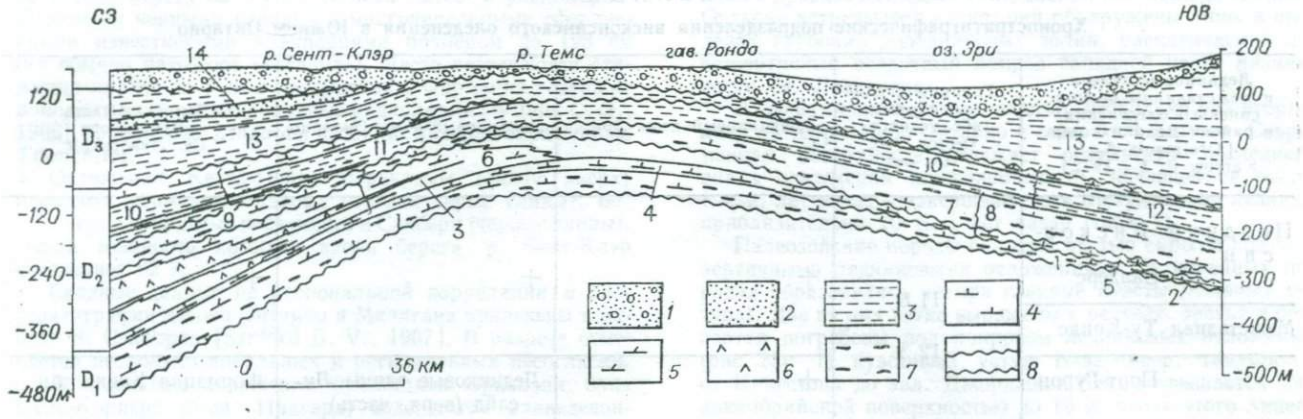


Рис. 24. Геологический разрез девонских отложений через свод Алгонкин, по Б. Сэнфорду.

1 — ледниковые наносы; *2* — песчаники; *3* — глинистые сланцы; *4* — известняки; *5* — доломиты; *6* — эвапориты; *7* — кремнистые сланцы; *8* — стратиграфическое несогласие.

1—2 (цифры на разрезе) — нижнедевонские группы и формации: *1* — Буа-Блан, *2* — Спрингвейл; *3—11* — среднедевонские формации: *3* — Детройт-Ривер, *4* — Амхерстберг, *5* — Эджклиф, *6* — Лукас, *7* — Онандага, *8* — Сенека-Мурхауз, *9* — Данди, *10* — Гамильтон, *11* — Аркона; *12* — Марцеллус; *13—14* — верхнедевонские формации: *13* — Кеттл-Пойнт, *14* — Порт-Ламбтон.

высотой до 100—150 м. Фауна, как правило, оказалась уничтоженной процессами доломитизации. В некоторых случаях сохранились отпечатки внешней поверхности раковин пелеципод *Megalomus*, брахиопод *Trimerella*, а также остатки кораллов *Pycnostylus*.

Верхний силур. Самые молодые породы силура в Южном Онтарио представлены доломитами, известняками, ангидритами, гипсами и глинистыми сланцами формаций Салина и Басс-Айлендс (Берти). Мощность их в районе побережья оз. Гурон достигает 500 м (рис. 23), уменьшаясь на своде Алгонкин до 100 м. Граница распространения формации Салина, окаймляющей впадину Мичиган, по данным проведенной реконструкции совпадает с границей нижележащих мощных отложений карбонатных отмелей формации Гуэлф. Современная граница распространения солей проходит значительно ближе к центру бассейна, что объясняется выщелачиванием, последовавшим за их отложением (рис. 22) [Sanford B. V., 1965].

Многочисленная макрофауна силура описана М. Уиллиамсом [Williams M. J., 1919], Т. Болтоном [Bolton T. E., 1957, 1966], Г. Норфордом с соавторами [Douglas R. J., e. a., 1970].

Лландоверский ярус европейской шкалы охватывает отложения группы Катаракт и формаций Торолд, Рейналес—*Фоссил-Хилл; венлокский ярус — группу Амабел*, включающую формации от Айрондекуойт до Гот-Айленд. Сопоставление отложений Гуэлф, Салина и Басс-Айлендс Южного Онтарио (из которых две последние формации содержат сравнительно бедную фауну) с верхним лудлоу и пржидольскими слоями основано в значительной мере на стратиграфическом положении этих формаций. В результате изучения конодонт [Rexroad C. B., Rickard L. V., 1965; Pollock C. A. e. a., 1970] была разработана биостратиграфическая шкала, сопоставляемая со стандартной английской шкалой.

Девон. Если бы в Южном Онтарио граница силура и девона не была скрыта под мощными толщами четвертичных отложений, можно было бы наблюдать куэсту, протягивающуюся подобно Ниагарскому уступу, от р. Ниагара до п-ова Брус и далее, под дно оз. Гурон к о. Макинак в северной части оз. Мичиган. Эта куэста возникла в результате эрозии рыхлых верхнесилурийских глинистых сланцев, перекрытых устойчивыми карбонатами раннедевонского возраста (формация Буа-Блан) (рис. 24).

Нижний девон. Наиболее древние девонские отложения Южного Онтарио представлены ортокварцитовыми песчаниками формации Орискани, сохранившимися от эрозии в прогибах кровли верхнесилурийских пород на п-ове Ниагара. Поскольку формация Орискани в свою очередь была эродирована, то современное ее распространение характеризуется значительной неравномерностью, а мощность нигде не превышает 6 м. В ней содержится характерная орисканская фауна, включающая *Rensellaeria*, *Acrospirifer*, *Hypparionyx* и *Plethorhyncha*.

Останцы этих отложений несогласно перекрыты формацией Буа-Блан (конец нижнего девона), сложенной доломитовыми известняками с многочисленными кремнистыми стяжениями. В породах этой формации часто встречаются брахиоподы, в том числе *Amphigenia* и многие другие роды, а также характерные ругозы (*Aemulophyllum exiquum, Edaphophyllum sulcatum* и *Acrophyllum oneidense*.

Средний девон. Формация Буа-Блан перекрыта невыдержанной толщей известняков и доломитов среднедевонского возраста. Мощность их от 180 м у оз. Гурон уменьшается в юго-западном направлении до 120 м под дном оз. Эри. Разрез начинается (снизу вверх) коричневыми кристаллическими «сахаристыми» доломитами формации Амхерстберг. Вдоль южной части впадины Мичиган (в провинциях Онтарио и Мичиган) она переходит по простиранию в береговые и эоловые отложения хорошо сортированных, с окатанными и угловатыми зернами, ортокварцитовых песчаников (пачка Сильвания). На юг формация Амхерстберг переходит в коралловые и криноидные известняки п-ова Ниагара. На прилегающей площади штата Нью-Йорк стратиграфическим эквивалентом является пачка Эджклиф формации Онондага. В Онтарио, на границе со впадиной Мичиган, в составе формации Амхерстберг имеются биогермные рифы, содержащие разнообразные виды родов птенофиллид, дисфиллид и цистифиллид.

Формация Амхерстберг подстилает микрокристаллические доломиты формации Лукас, переходящие постепенно в ангидриты и галиты впадины Мичиган. К юго-востоку они замещаются афанитовыми известняками, которые имеют местное название «пачка Эндердон». Карбонатные породы формации Лукас подверглись непосредственно после отложения субаэральной эрозии, поэтому они отсутствуют на обширных территориях, окаймляющих впадину Мичиган. Таким образом, в пределах трога Аллегейни они также были разрушены либо вообще не отлагались.

Породы формации Лукас содержат сравнительно бедную фауну *Prosserella*, гастропод, строматопороид и строматолитов. В верхних песчанистых отложениях пачки

ТАБЛИЦА 7

Хроностратиграфические подразделения висконсинского оледенения в Южном Онтарио

Ледниковые стадии и межстадиалы висконсинского оледенения в районе Великих озер [Dreimanis A., Karrow P. F., 1972]	Границы стадий по данным абс. возраста (метод ^{14}C), тыс. лет	Ледниковый язык Эри	Ледниковый язык Онтарио	Западная часть низменности Св. Лаврентия
Поздний Висконсин				
Валдерс		+	+	+
	11,8			
Межстадиал Ту-Крикс				
	12,3			
Порт-Гурон		+	Ледниковые глины Лисайд (верх. часть)	Формация Ковингтон
	13,1			
Межстадиал Маккиноу		+	+(?)	+
	13,8			
Пойнт-Брус		Ледниковые отложения Пойнт-Стенли	Ледниковые глины Лисайд (нижняя часть пачки)	Ледниковые глины Малоне
	14,8			
Межстадиал Эри		Формация Малахайд		
	15,6			
Миссури		Катфиш-Крик		
	23			?
Средний Висконсин				
Межстадиал Плам-Пойнт		Формация Уолластон	Верхняя пачка Торнклифф	
	33			
Черритри		Ледниковые отложения Саутуолд	Ледниковые глины Мидоуклифф	
	37			
Межстадиал Порт-Толбот		Формация Тирконелл	Средняя пачка Торнклифф	
			Ледниковые глины Семинари	
			Нижняя пачка Торнклифф	
	53			
Ранний Висконсин				
Гилдвуд		Ледниковые отложения Брайд-Вейл	Ледниковые отложения Саннибрук	
	63			
Межстадиал Сен-Пьер			+	
	68			
Николет			Формация Скарборо	

Эндердон встречаются *Paraspirifer*, *Brevispirifer*, *Hexagonaria* и *Eridophyllum*.

Формация Лукас несогласно перекрыта отложениями свиты Данди — коричневыми кристаллическими известняками, обычно криноидными и кремнистыми в нижней части и все более тонкозернистыми вверх по разрезу. В 9—12 м выше подошвы формации Данди и Южном Онтарио был обнаружен пласт бентонитов Тайога, образующий в штате Нью-Йорк границу между пачками Мурхауз и Сенека формации Онондага.

Известняки Данди в Онтарио содержат сравнительно бедную фауну, среди которой наиболее часто встречаются виды *Atrupa elegans*, *A. costata* и *Brevispirifer lucasensis*.

Эрозионный край вышележащих толщ группы Гамильтон выражен погребенным уступом, протягивающимся под дно оз. Эри, пересекающим провинцию Онтарио до оз. Гурон и далее — к бухте Тандер оз. Мичиган. В подошве этой группы залегают черные битуминозные глины формации Марцеллус. В Онтарио она нигде не выходит на поверхность, но в плитах из осыпей вдоль берега оз. Эри обнаружены *Orbiculoides* и *Leiorhunchus*.

На восточном борту впадины Мичиган глины и известняки группы Траверс перекрывают зоны выклинивания формаций Роджерс-Сити и Данди и переходят в породы группы Гамильтон Южного Онтарио.

Обнажения этих пород в Южном Онтарио известны лишь в южной оконечности оз. Гурон. Группа Гамильтон содержит обильную фауну; Э. Штумм и Дж. Райт [Stumm E. C., Wright J. D., 1958] приводят список фауны, найденной ими в обнажениях, который включает 987 форм.

Верхний девон. Верхнедевонские отложения в Южном Онтарио (снизу вверх по разрезу) расчленяются на формации Скво-Бей, Кеттл-Пойнт и группу Порт-Ламбтон. Стратотипический разрез формации Кеттл-Пойнт на юго-

восточном берегу оз. Гурон сложен тонко- и равномерно-слоистыми черными глинами с многочисленными сферическими известковыми конкрециями размером до 125 см (их обычно называют «котлами»). Часто встречаются стяжения пирита до 7 см в поперечнике. Формация содержит конодонты и пиритизированные радиолярии [Winder C. G., 1966], брахиоподы *Lingula* и изобилие янтарно окрашенных *Tasmanites*.

Отложения Кеттл-Пойнт перекрыты (снизу вверх) породами формаций Бедфорд (мягкие серые глины), Берна (серые глинистые песчаники) и Санбери (черные глины), общая мощность которых вдоль берега р. Сент-Клэр составляет 62 м.

Сводные данные по региональной корреляции и биостратиграфии девона Онтарио и Мичигана приведены в работе Б. Сэнфорда [Sanford B. V., 1967]. В разрезе отмечается несколько локальных и региональных несогласий.

В отдельном обнажении песчаников Орискани близ Нелс-Корнерс (п-ов Ниагара) содержится раннедевонская (зигенская) фауна. Формация Буа-Блан содержит позднедевонские (эмсианские) кораллы и эквивалентна формации Скохари штата Нью-Йорк.

Низы среднего девона (эйфельский ярус) в составе формаций Амхерстберг, Лукас и Данди переходят по простиранию в пачки Эджклиф, Нидроу, Мурхауз и Сенека формации Онондага штата Нью-Йорк [Sanford B. V., 1967]. Известняки Данди у г. Сент-Мэрис содержат эйфельские конодонты [Ferrigno K. F., 1971]. Породы группы Гамильтон датируют живетским ярусом, хотя некоторые черные глины Марцеллус в ее нижней части, возможно, имеют эйфельский возраст [Oliver W. A., e. a., 1967]. Формация Хангри-Холлоу содержит руководящую фауну, допускающую непосредственную корреляцию с формациями Сентерфилд в штате Нью-Йорк, Формайл-Дам в Северном Мичигане и Тенмайл-Крик в Северо-Западном Огайо.

Базальные слои верхнего девона (франский ярус) сложены узловатыми черными кремнистыми сланцами (возможно, остатками формации Скво-Бей); К. Уиндер [Winder C. G., 1967] обнаружил в них «конодонтовую смесь», охватывающую значительный временной интервал. Стратотипический разрез формации Кеттл-Пойнт относится к фамену [Winder C. G., 1962]. Однако конодонты из керна буровых скважин свидетельствуют о том, что в Южном Онтарио представлен полный разрез девона [Winder C. G., 1966]. На материале спор Д. Мак-Грегор установил позднедевонский возраст самых молодых палеозойских образований Южного Онтарио — формаций Бедфорд, Берна и Санбери [Sanford B. V., 1967, p. 994].

Поздний палеозой — мезозой — кайнозой. В последевонское время весь регион был очень устойчив и испытывал лишь незначительные изгибания и наклоны вдоль ранее существовавших направлений. В мезозое и кайнозое регион, видимо, подвергся воздействию общих для континента климатических и пенепленизационных процессов, однако фактических данных для познания этого отрезка времени недостаточно.

Поздний палеозой — мезозой. Поднятие и эрозия сопровождались интенсивным выщелачиванием силурийских солей, что привело к локальным проседаниям, образованию небольших сбросов и систем трещин.

Четвертичный период. В Южном Онтарио развит практически сплошной покров ледниковых отложений, связанных с последним (висконсинским) оледенением. У края ледника, занимавшего впадины Великих озер, формировались конечные морены. Прилегающие площади покрыты озерно-ледниковыми осадками.

В центральной части низменности Св. Лаврентия ледниковые отложения перекрыты морскими толщами поздневисконсинского века, прослеживающимися вверх по долине р. Оттава до г. Пемброка. Из-за расчлененного рельефа Канадского щита четвертичные отложения здесь не залегают в виде сплошного покрова. Четвертичные отложения древнее последнего оледенения на площади Южного Онтарио встречаются редко; они обнаружены лишь в пределах глубоких доледниковых долин, расчленяющих дочетвертичный осадочный покров западной части низменности Св. Лаврентия.

В плейстоцене ледники, видимо, несколько раз вторгались на территорию Онтарио с севера и с востока. Современная поверхность отражает результаты последнего цикла оледенения (висконсинского), начавшегося около 1 млн. лет назад и завершившегося отступлением ледника приблизительно 10 тыс. лет назад (табл. 7).

Палеозойские породы большей частью скрыты под четвертичными ледниковыми отложениями. В коренных породах образовались четыре главные куэсты (главных уступа). Две из них четко выражены в рельефе, третья и четвертая погребены под покровом ледниковых отложений (рис. 25): 1) куэстовый уступ Блэк-Ривер, тянущийся от Кингстона до зал. Джорджиан-Бей, возвышается над докембрийской поверхностью до 15 м; вдоль этого линейного уступа развита цепь небольших озер; обрыв был значительно переработан ледниковой эрозией; 2) куэстовый уступ Ниагара высотой 70—300 м, протягивается параллельно южному берегу оз. Онтарио на запад до г. Гамильтон, откуда поворачивает на северо-запад к зал. Оуэн и к п-ову Брус; этот уступ был также значительно разработан ледником; 3) куэстовый уступ Буа-Блан, в большей своей части скрытый под ледниковыми отложениями, тянется от р. Ниагара до м. Дуглас на берегу оз. Гурон; 4) куэстовый уступ Гамильтон простирается от восточной оконечности оз. Эри, пересекает п-ов Онтарио, затем поворачивает на северо-запад в районе оз. Гурон к бухте Тандер (Северо-Восточный Мичиган).

В пределах докембрийского щита мощность и распространение ледниковых отложений довольно ограниченны, однако к юго-западу от границы развития палеозойских пород мощность их возрастает, достигая на северном побережье оз. Эри 125 м. Мощность межстадиальной морены в некоторых погребенных долинах превышает 250 м.

Как видно на рис. 28, ледниковые отложения в основном представлены донной мореной, многочисленными конечными моренами, зандровыми конусами, а в некоторых районах — друмлинами. Вблизи Питерборо было обнаружено около 400 друмлинов. Многочисленные приледниковые озера, формировавшиеся по мере отступления ледника, вызвали образование песчаных и глинистых ровных участков. Все чаши Великих озер окружены последовательными зонами пляжевых отложений [Sly P. G., Lewis C. F. M., 1972]. Например, по маршруту от Монреаля до Торонто [Terasmae J. e. a., 1972] можно наблюдать три четко различающихся типа четвертичных ландшафтов.

1. В восточной части низменности Св. Лаврентия (провинция Квебек) — плоские морские глинистые равнины и террасы Шамплейнского моря (возраст 11 800—10 200 лет) [Mott R. J., 1968], проникающие вверх по долине Св. Лаврентия до Броквилла [Henderson E. P., 1970] и вверх по долине Оттавы до Петауава (выше Пемброка). Поскольку море следовало за отступающим ледником, границы максимального распространения морских отложений наблюдаются на высотах от 120—170 м над современным уровнем моря у Монреаля до почти 200 м в долине Оттавы. В отложениях пляжей, галечниковых гряд и литоральных дюн прибрежных и островных зон этого крупного временного морского залива встречаются многочисленные богатые скопления фауны с самыми молодыми плейстоценовыми и с наиболее древними голоценовыми формами. Наиболее типичные ископаемые: *Hiatella arctica* (L.), *Mya arenaria* (L.), *Balanus crenatus* (Bruguire), *Mytilus edulis* (L.), *Macoma balthica* (L.). Мощность морских и эстуариевых отложений местами превышает 50 м. Эти отложения испытали постепенное поднятие в ходе ледниковой изостазии и были террасированы: вначале в результате абразионной деятельности

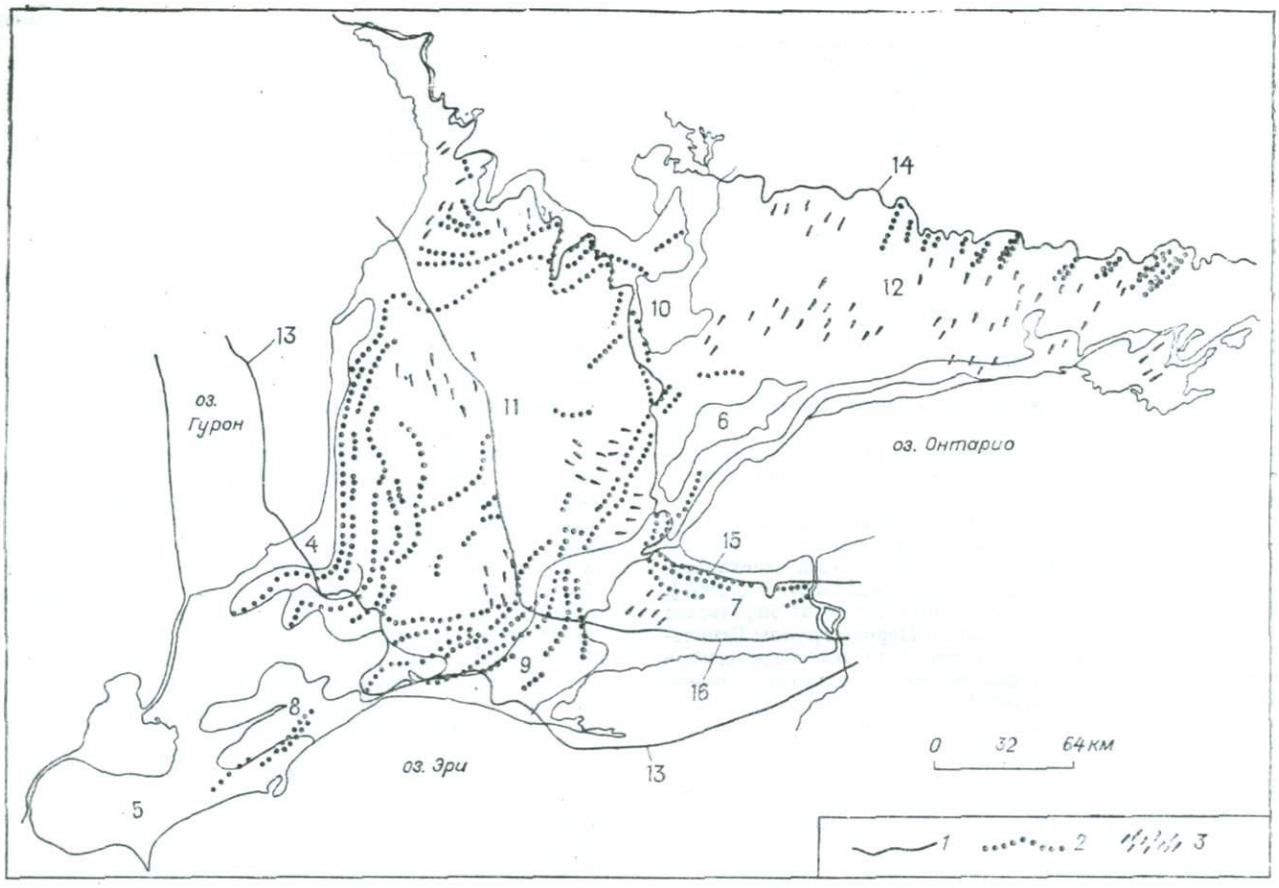


Рис. 25. Куэсты в коренных породах и ледниковые отложения [Terasmae J., 1972].

1 — куэстовые уступы в коренных породах: *2* — ледниковые отложения (донные и конечные морены); *3* — поля развития друмлинов; *4—12* — равнины (цифры в кружках): *4—7* — глинистые, *8—10* — песчаные, *11—12* — моренные; *13—16* — уступы: *13* — Гамильтон (погребенный), *14* — ордовикский, *15* — Ниагара, *16* — Буа-Блан (погребенный).

моря, а позднее (в начале и середине голоцена) — под влиянием эрозии рек Св. Лаврентия, Оттавы и их притоков. Каждый этап террасирования, видимо, отражает перерывы, связанные либо с временной приостановкой изостатического подъема, либо с временным эвстатическим падением уровня Мирового океана. Для засоленных морских глин с *Leda* характерны интенсивные оползни на краях террас (явление «ползучих глин»).

2. Между Броквиллом и Кингстоном долина Св. Лаврентия пересекает свод Фронтенак, соединяющий докембрий Канадского щита с поднятием Адирондак в штате Нью-Йорк. Четвертичная геология этого района была в 1956—1959 гг. детально изучена Дж. Терасма [Terasmae J., 1965] в связи с проектом морского пути по долине р. Св. Лаврентия. Шоссе Корнуолл — Моррисберг пересекает глинистую равнину Шамплейнского моря, осложненную низкими ледниковыми грядами и холмами.

К западу от Прескотта палеозойские отложения поднимаются выше уровня ледниковой равнины и их можно наблюдать в неглубоких дорожных выемках. Это изменение связано со структурой коренных пород; здесь толщи палеозойского возраста оказались приподнятыми на восточном крыле свода Фронтенак. Четвертичный покров утоняется и становится прерывистым, преобладающую роль начинают играть выходы коренных пород. В обнажениях докембрийских отложений хорошо видны результаты ледниковой обработки.

3. Рельеф поверхности докембрия расчленен значительно сильнее, чем рельеф почти горизонтально залегающего палеозоя. Между Гановоком и Кингстоном на западном склоне свода Фронтенак поверхностные отложения, а также палеозойские осадки, залегающие на докембрийском основании, увеличивались в мощности и приобретали непрерывный характер. Палеозойские породы между Кингстоном и Белвиллом залегают почти горизонтально и без значительных деформаций. Многочисленные дорожные выемки вскрывают коренные породы, таким образом, поверхностный покров здесь сравнительно маломощен. Имеется множество долин, врезанных в коренные отложения равнин. По крайней мере часть этих долин доледникового происхождения. К крупнейшим из них приурочены долины современных рек Напани, Салмон и Трент.

В западной части низменности Св. Лаврентия нет морских отложений; здесь широко развиты осадки приледникового оз. Ирокуой, связанного с последним оледенением (11 500—12 500 лет назад) и послужившим предшественником современного оз. Онтарио (которое имеет значительно меньшие размеры).

Предвисконсинские четвертичные отложения были в большинстве случаев перекрыты либо эродированы наступавшим ледником, за исключением участков в пределах или вблизи доледниковых долин (например, в районе Торонто).

Разрез плейстоцена в этом районе — один из наиболее изученных в Северной Америке. Его известность связана главным образом с многочисленными публикациями А. П. Колмена с 1894 по 1941 г., хотя многие существенные черты были еще ранее отмечены в менее популярной работе Г. Хайнде [Hinde G. J., 1877]. Главная особенность этого разреза — обширные выходы межледниковых отложений, перекрывающих и, в свою очередь, перекрываемых ледниковыми глинами. В межледниковых пластах обнаружены многочисленные остатки ископаемых растений и животных, многие из которых, по всей вероятности, вымерли.

Определение возраста межледниковых отложений явилось серьезной проблемой, так как оно оказалось вне сферы применения радиоуглеродного метода. Недавние палеомагнитные и другие исследования этих отложений показали, что их возраст находится в интервале 120—80 тыс. лет [Mörner N. A., 1972]. Это приблизительно соответствует сангамонскому времени американской шкалы или эемскому — европейской. Под межледниковыми отложениями расположены более древние ледниковые глины («Тилли-Йорк»), обычно считающиеся иллинойсскими. Борозды на поверхности нижележащих ордовикских известняков (вблизи Дон-Валли в Торонто) свидетельствуют о движении льда с востока и юго-востока.

В классическом разрезе Дон-Валли, а также в Скарборо-Блафс (современные утесы оз. Онтарио) на Йоркских ледниковых глинах залегает формация Дон, сложенная слоистыми песками, алевритами и глинами и содержащая ископаемые пресноводные раковины, древесину, листья, пыльцу и диатомеи [Coleman A. P., 1933; Terasmae J., 1960], что указывает на существование межледникового климата со средними температурами, на несколько градусов превышающими нынешние. Озеро располагалось более чем на 18 м выше современного уровня. Кровля этой толщи подверглась глубокому выветриванию. На ней залегает формация Скарборо, нижняя часть которой сложена глинами, верхняя — песками. Это дельтовая толща, содержащая обильные остатки флоры и фауны; обнаружены диатомеи, древесина, пыльца, остракоды, насекомые и моллюски, свидетельствующие о прохладном климате [Karrow P. F., 1967]. Эти пласты тянутся на несколько километров и располагаются на высоте до 120 м над уровнем океана. Считают, что они представляют собой остатки крупной дельты, сформировавшейся в озере, зеркало которого было расположено на 45 м выше современного оз. Онтарио. Это озеро, образовавшееся в скарборское время, располагалось почти на таком же уровне, как и ледниковое оз. Ирокуой, соединявшееся через Рим (штат Нью-Йорк) с Гудзоновым заливом и Атлантическим океаном. Озеро удерживалось на этом уровне ледовой запрудой в средней части долины Св. Лаврентия.

За периодом высокого стояния воды (формация Скарборо) последовал период низкого стояния, когда в дельту были врезаны долины. Это, возможно, произошло во время отступления ледника, что привело к исчезновению озерного бассейна в долине р. Св. Лаврентия. Непосредственно на кровле формации Скарборо залегает обширный покров ледниковых глин Саннибрук. Изучение текстур указывает на движение льда из бассейна Онтарио на запад. Возраст глин считается ранневисконсинским (50—65 тыс. лет). При отступлении ледника временами возникали приледниковые озера, в которых накапливались ленточные глины. От такого приледникового озера также, по-видимому, протягивалась протока через Рим (так как высота водяного зеркала была аналогична таковой оз. Ирокуой).

Во время главного (средневисконсинского) межледниковья (30—50 тыс. лет назад) на кровле ледниковых глин Саннибрук отложился комплекс осадков, называемый формацией Торнклифф (слоистые глины, алевриты и пески). По находкам в нескольких местах остатков растений можно судить о прохладном климате того времени. Характер осадков указывает на преобладание речных и озерных условий седиментации. В конце этого периода регистрируются наступление ледника с востока и образование слоев ледниковых глин, перемежающихся с субаквальными отложениями. Вдоль крутых берегов прослежены две основные пачки ледниковых глин; далее на суше они не установлены. Севернее, за границей постепенно наступавшего ледника, продолжали накапливаться осадки формации Торнклифф. Таким образом, отложения ее по простиранию с линзовидным переслаиванием переходят в две пачки ледниковых глин: нижнюю, относительно более маломощную, представленную песчано-глинистыми слоями Семинари, и верхнюю — алевритово-глинистую пачку Мидоуклифф.

С наступлением похолодания регион был покрыт «классическим» поздневисконсинским ледником, оставившим мощные слои алевритово-песчаных ледниковых глин («Тилли-Лисайд»). Во многих местонахождениях к северу от берегового уступа эта пачка подразделяется на два пласта сходного литологического состава, обычно разделенные песками и гравелитами камового происхождения. В течение почти 17 тыс. лет в районе Торонто существовал сплошной ледниковый покров. Затем, в течение подэпохи Манкато (Порт-Гурон), лед отступил, обнажив глинистую равнину, покрытую бороздами и друмлинами. Талые воды перед фронтом ледника образовывали озера с разной высотой водных поверхностей; наиболее крупное из них — оз. Ирокуой с его протокой через Рим. Этот озерный век, по данным радиоуглеродного метода, имеет возраст 12 тыс. лет [Karrow P. F. e. a., 1961].

Оз. Ирокуой сформировало крупную террасу и береговой уступ в ледниковых и межледниковых отложениях. У подножия утеса глыбы глинистой морены и ленточных глин обрушивались в озеро и покрывались озерным илом. Далее от берега накапливались более молодые ленточные глины. Вдоль береговой линии формировались гравелитовые валы, отшнуровывающие мелкие бухты; мысообразные участки крутого берега подвергались абразии. Продолжавшееся таяние ледника освободило долину Св. Лаврентия и озера дренировались в несколько этапов, что привело к значительному снижению их уровня. Протока опускалась под действием ледниковой нагрузки, и сток вод осуществлялся в трансгрессировавшее в то время Шамплейнское море (приблизительно 12 тыс. лет назад).

В самом начале голоценовой эпохи (10 тыс. лет назад) уровень этого приледникового бассейна достиг своего минимума, положив начало современному оз. Онтарио. Положительная изостатическая реакция обусловила постепенное поднятие протоки до ее современного положения — 75 м выше уровня океана. Вдоль древнего уступа Ирокуой образовались овраги, небольшие аллювиальные конусы которых располагались на поверхности Ирокуойской террасы. В этих отложениях обнаружены остатки моллюсков, кости позвоночных и древесный уголь; возраст, определенный радиоуглеродным методом, составляет 5 тыс. лет. Современная волновая абразия оз. Онтарио вызывает отступление берегового обрыва со скоростью около 30 см/год.

Следующая к югу и к западу четвертичная провинция была ранее занята ледниковыми языками Гурон и Эри. В центре сохранились межстадиальные морены, а юго-западный участок окаймляется дугами многочисленных и протяженных конечных морен, связанных с эпохами отступления ледников.

В юго-западной части п-ова Онтарио под поздневисконсинской мореной располагаются интересные отложения, сопоставляющиеся с межледниковыми осадками Скарборо—Дон (район Плам-Пойнт—Порт-Толбот, приуроченный к северному побережью оз. Эри). В этом случае обнажается разрез средневисконсинской межледниковой толщи [Dreimanis A., Karrow P. F., 1965; Dreimanis A. e. a., 1966; Terasmae J. e. a., 1972]. В скважинах на дне озера обнаружены нижневисконсинские глины (ледниковая толща Брайд-Вейл), возраст 53—63 тыс. лет), перекрытые

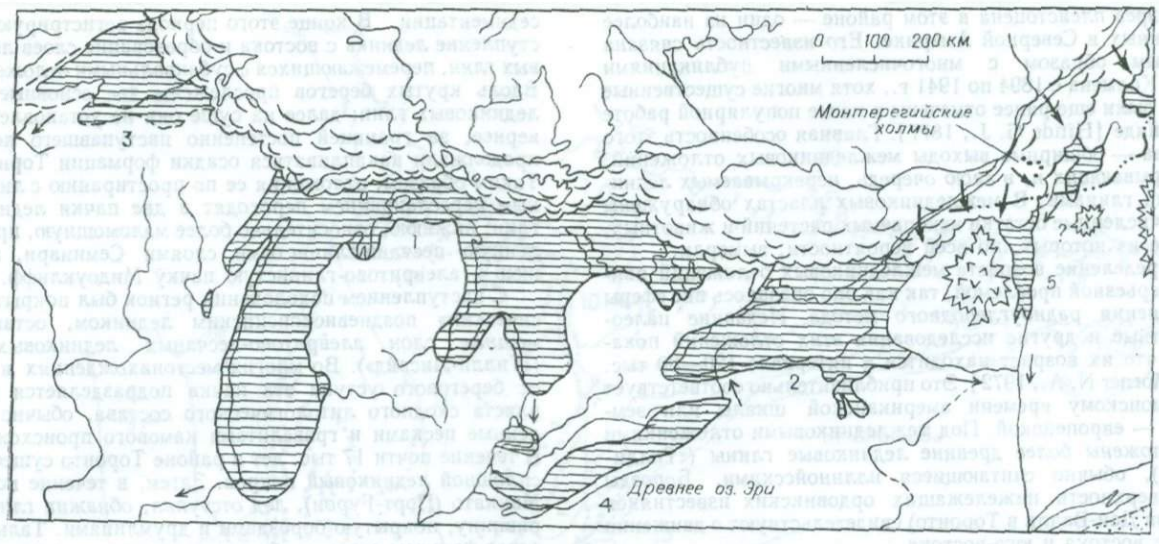


Рис. 26. Карта распространения ледниковых озер Алгонкин, Ирокуой и других приблизительно 12 500 лет назад, по данным Геологической службы Канады (в скобках — превышение над уровнем моря).

1—5 — озера: *1* — Алгонкин, раннеалгонкинская — киркфилдская фазы (181—152 м); *2* — Ирокуой (100,5 м); *3* — Кьюиноу (~325 м); *4* — Эри (140 м); *5* — Вермонт (фаза форт-анн) (60 м).

формацией Тирконелл (межледниковые отложения Порт-Толбот), сложенной ленточными глинами, озерными иловатыми осадками, сапропелитами и пляжевыми отложениями (возраст около 42—47 тыс. лет). Маломощный слой ледниковых наносов Саутуолд (стадия Черритри, возраст около 33—37 тыс. лет) — свидетель незначительной подвижки ледника — отделяет формацию Тирконелл от вышележащей формации Уолластон (межледниковые отложения Плам-Пойнт, возраст в интервале 23 000—33 000 лет). Все эти отложения перекрываются ледниковыми толщами Катфиш-Крик (табл. 5), отражающими главный этап наступления Висконсинского материкового ледника (стадия Миссури).

Толща песков, алевритов и глин мощностью 22 м с пыльцой и органическими остатками, установленная при бурении в погребенной протоке Ниагарского ущелья, ведущей от Сент-Дейвидса к Уирлпулу [Hobson G. D., Terasmae J., 1969], по-видимому, представляет собой межледниковые отложения Порт-Толбот и Плам-Пойнт. Большая часть современного ущелья была сформирована за последние 12 тыс. лет, хотя временами (когда главный сток Великих озер имел северное направление) оно могло быть в значительной степени снивелировано. Врезание современного ущелья происходило очень быстро — приблизительно в течение 1000 лет, а последующий врез осуществлялся значительно слабее, после прекращения стока в зал. Норт-Бей, т. е. около 5500 лет назад (см. ниже).

Во время отступления ледника из бассейнов Эри и Гурон (в поздневисконсинское время) эти депрессии были заняты комплексом приледниковых озер [Hough J. L., 1958; Dreimanis A., 1969; Prest V. K., 1970]. Около 14,5 тыс. лет назад в районе современного юго-западного окончания оз. Эри начало формироваться ледниковое оз. Моми со стоком на юго-запад (в Мексиканский залив). Между ледниковыми языками этого времени в широкой долине р. Темза образовалось ледниковое оз. Лондон, оставившее озерные и дельтовые отложения, впоследствии террасированные.

Около 13,5 тыс. лет назад (межледниковый период Маккиноу, в Европе — Бёллинг) началось резкое потепление и образовалось приледниковое оз. Аркона, распространившееся из бассейна Эри в оз. Гурон, а затем — в южную часть бассейна Мичиган (ледниковое оз. Чикаго) и в Мексиканский залив.

В интервале 13,1 — 12,3 тыс. лет назад произошло кратковременное наступление ледника (стадия Порт-Гурон) и уменьшение размеров озер (стадия Лейк-Уитлси в бассейне оз. Эри). Вначале еще продолжался сток на запад, но после того как растаял ледник на территории современного штата Нью-Йорк (в районах Фингер-Лейк — Могаук — Гудзон), направление стока стало восточным, в Атлантику (рис. 26).

Около 12 тыс. лет назад начался период общего потепления (в Европе — начиная с фазы Аллерёд). Озера стали приобретать современные очертания, однако фронт ледника все еще пересекал северную часть оз. Гурон, а также своды Фронтенак и Адирондак (стадия Лейк-Алгонкин в бассейне Гурон и стадия Лейк-Ирокуой в бассейне Онтарио; сток происходил в Гудзонов залив). Стаивание ледника в районе северной части оз. Гурон и свода Фронтенак привело к краткому периоду, когда воды верхней (северной) группы Великих озер переливались в оз. Онтарио через зал. Джорджиан-Бей и оз. Симко (вблизи Белвилла). В это же время освободилась от ледяного покрова верхняя часть долины Св. Лаврентия, оз. Ирокуой получило сток в Шамплейнское море и приобрело низкий уровень (раннее озеро Онтарио, рис. 27).

Описанный выше период сменился значительным, но кратковременным наступлением ледника — стадия Валдерс (табл. 5), достигшая максимума около 10,8 тыс. лет назад, эквивалентная стадии сальпаусселькя Северной Европы. С севера ледник вновь распространился в район Великих Озер. Сток оз. Онтарио в Шамплейнское море через долину Св. Лаврентия, видимо, сохранялся. Отступавший Валдерский ледник оставил к северу от оз. Онтарио конечные морены и обширные моренные равнины, а также сильно разрушил следы предыдущих оледенений.

Это отступление ледника, возможно, на короткое время прерывалось на раннем этапе (морена Даммер, тянущаяся

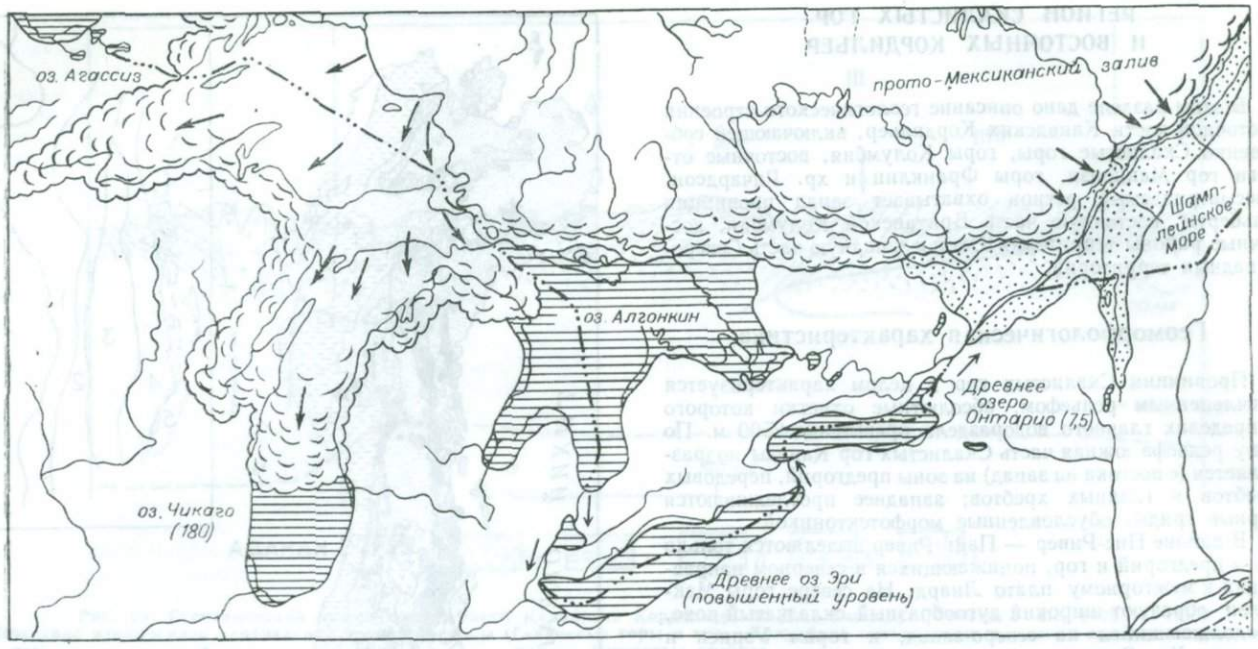


Рис. 27. Карта распространения оз. Алгонкин и других ледниковых озер бассейнов Эри и Онтарио и частично Шамплейнского моря около 11,8 тыс. лет назад, по данным Геологической службы Канады; в скобках — превышение над уровнем моря (в метрах).

от оз. Симко к Кингстону). Возобновившись, оно привело к освобождению от ледяного покрова всей южной части Онтарио, которая была окончательно покинута ледником после начала голоцена (10,3 тыс. лет назад). Вначале *постгляциальная изостатическая разгрузка вызвала* подъем и изменение размеров ледниковых озер на юге, вследствие чего оз. Эри отделилось от оз. Гурон и перетекло на северо-восток в оз. Онтарио. Когда ледник отступил, ось изостатического воздымания сместилась в северном направлении, перерезав протоку Гурон-Белвилл. Около 10 000 лет назад сток оз. Гурон переместился в новое русло — через заливы Джорджиан-Бей и Норт в долину Оттавы либо через оз. Ниписсинг и Маттава, либо через озера Фосмилл и Петавава, что привело к поступлению большого объема воды из северных приледниковых озер (Барлоу—Оджибуэй). Протока р. Оттавы сформировала обширную дельту, выдвинутую в оз. Петавава. Радиоуглеродная датировка морских раковин, найденных чуть ниже по течению реки, у Пемброка, показала, что время ее впадения в Шамплейнское море — 10,8 тыс. лет назад.

Приблизительно в середине голоцена (5,5 тыс. лет назад) поднятие вдоль долины р. Оттавы закрыло эту протоку, а исчезновение предшествовавшего поднятия, располагавшегося вкрест простирания оси южной части оз. Онтарио, привело к перетоку вод оз. Гурон через Сент-Клэр в бассейн Эри (приледниковые озера Ниписсинг—Алгома, возраст 5500—2800 лет). Процесс изостатического выравнивания продолжается и в настоящее время [Lewis C. F., 1969]: земная кора на севере региона продолжает дифференциально воздыматься. Нулевая изобаза * ныне проходит через южную часть оз. Эри-Трой (штат Нью-Йорк) — Сент-Джон (Нью-Брансуик).

* Изобаза — линия, соединяющая участки одинаковых значений поднятия или опускания. — *Прим. пер.*

Полезные ископаемые

Южная часть провинции Онтарио долгое время оставалась одним из важнейших промышленных районов Канады. Нефтяные месторождения Онтарио — старейшие в Северной Америке. Значительной была и добыча природного газа. Оказалось, что использование выработанных резервуаров в силурийских рифах для хранения газа в периоды снижения потребления (летние месяцы) позволяет экономически целесообразно транспортировать западноканадский газ на восточноканадские рынки (Южный Онтарио и Западный Квебек).

На обширных площадях, окаймляющих впадину Мичиган, развиты отложения солей; их добыча с помощью выщелачивания через скважины проводилась в Южном Онтарио в течение более 100 лет. Недавно введены в эксплуатацию две соляные шахты (добыча соли для посыпки дорог), *что довело ее годовое производство почти до 80%* всей добычи Канады.

На ряде участков п-ова Ниагара имеются залежи гипса; некоторые из них активно разрабатывались в течение 150 лет. Ордовикские и девонские глинистые сланцы и глины Южного Онтарио добываются для производства кирпича и черепицы. Известняки и доломиты представляют собой ценное сырье для производства извести и цемента, бутового и штучного камня. Некоторое количество кембрийских и силурийских песчаников также используется для производства строительного камня. Благодаря переработке ледником поверхности палеозойских отложений образовались прекрасные почвы Южного Онтарио. *Четвертичные отложения содержат также промышленные запасы* песка, гравия и подземных вод. В последние годы все большее признание получает роль геологии в связи с созданием зон отдыха и парков. Существует провинциальное законодательство, предусматривающее меры по охране среды и контролю деятельности шахт и карьеров, расположенных вдоль Ниагарского уступа.

К. Уиндер, В. Сэнфорд, Я. Терасма

РЕГИОН СКАЛИСТЫХ ГОР И ВОСТОЧНЫХ КОРДИЛЬЕР

В этом разделе дано описание геологического строения восточной части Канадских Кордильер, включающей собственно Скалистые горы, горы Колумбия, восточные отроги гор Маккензи, горы Франклин и хр. Ричардсон. Рассматриваемый регион охватывает запад провинции Альберты, восточную часть Британской Колумбии, восточные районы территории Юкон и западную часть Северо-Западных территорий.

Геоморфологическая характеристика

Провинция Скалистых гор в целом характеризуется расчлененным рельефом, абсолютные отметки которого в пределах главного водораздела превышают 2500 м. По типу рельефа южная часть Скалистых гор Канады подразделяется (с востока на запад) на зоны предгорий, передовых хребтов и главных хребтов; западнее прослеживаются горные гряды, обусловленные морфотектоникой.

В районе Пис-Ривер — Пайн-Ривер выделяются только зоны предгорий и гор, понижающихся в северном направлении к межгорному плато Лиард. На севере горы Маккензи образуют широкий дугообразный складчатый пояс, продолжающийся на северо-запад, к горам Уэрнек и Огилви. Хр. Ричардсон имеет меридиональное простирание; он отделяется от гор Маккензи плато Пил. К западу от долины Скалистых гор располагаются гребневидные, покрытые ледниками гряды гор Колумбия.

Южные отроги Скалистых гор широко известны благодаря их живописным гребневидным снеговым вершинам Кутеней, Банф, Йохо; здесь расположен национальный парк Джаспер. В 100 км к западу от него находится высочайшая вершина региона — гора Робсон (3956 м).

Тектоника

В тектоническом отношении бóльшая часть рассматриваемого региона представляет собой передовой надвиговый или складчатый пояс, в отличие от центральной зоны — орогена альпийского типа (восточная зона кристаллических пород), располагающейся к западу от этого пояса. Западная часть центральной зоны включает в себя сложно построенный внутренний пояс и межгорное плато. Эти структуры сформировались в результате кайнозойских и мезозойских фаз орогенеза, охвативших западный сегмент, в пределах которого мощность осадочных пород, отложившихся на окраине кратона, увеличивается в западном направлении (рис. 28, 29). На сиалическом кристаллическом фундаменте, простирающемся от провинций Черчилл и Йеллоунайф Канадского щита, залегают осадочные породы вплоть до протерозойского возраста. Они служат продолжением разреза кратонного шельфа, по-видимому сменяющегося к западу эвгеосинклинальными фациями; однако этот переход трудно установить из-за структурных осложнений. Эту толщу часто считают миогеосинклинальной, однако здесь предпочтительнее применить термин «миогеоклиналь», поскольку седиментационный бассейн в данном случае имел, по всей вероятности, только один борт, т. е. представлял собой моноклинальную структуру.

Сейсмические данные позволили составить представление о глубинном строении южной части Скалистых гор [Bally M. J. e. a., 1966]; результаты глубинного бурения [King P. B., 1969] показывают, что в зонах подножий и хребтов крутизна возрастает в западном направлении. На основании геофизических исследований установлено, что мощность коры вблизи 49-й параллели составляет 45—50 км; возможно, что докембрийская континентальная

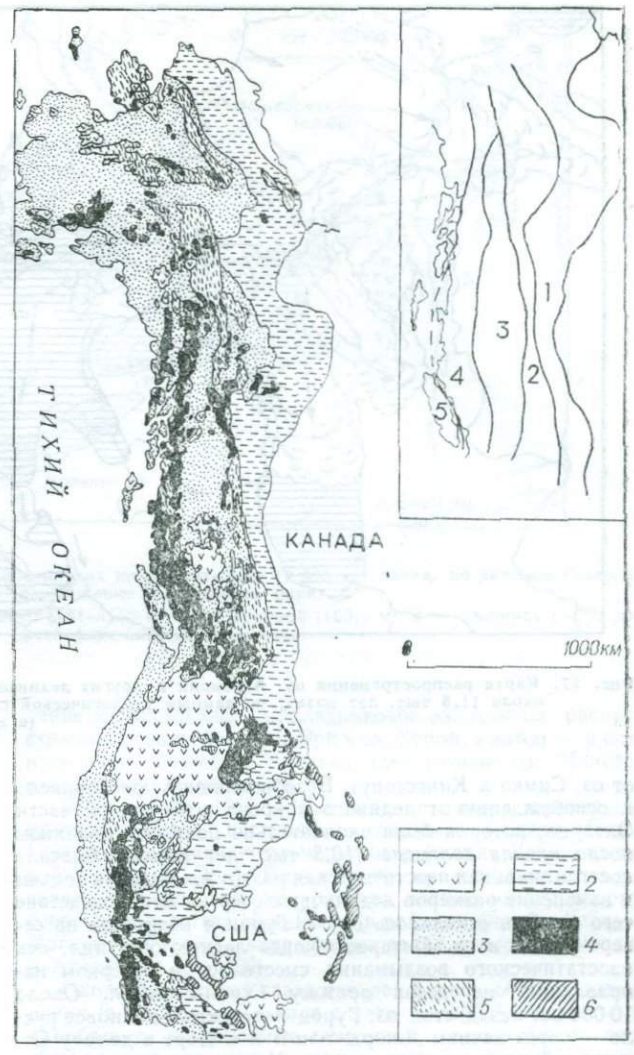


Рис. 28. Карта распространения осадочных и вулканических пород и гранитных интрузий в Кордильерах Северной Америки [Monger J. W. H. e. a., 1972].

1 — кайнозойские вулканиты; *2* — «миогеосинклинальные» породы; *3* — «эвгеосинклинальные» породы; *4* — граниты (преимущественно мезозойские); *5* — метаморфические породы (главным образом мезозойский метаморфизм); *6* — докембрийские граниты и гнейсы.

1—5 (цифры на врезке) — основные геоморфологические и геологические подразделения Кордильер Канады: *1* — пояс Скалистых гор (ров Скалистых гор протягивается вдоль границы подразделений *1* и *2*); *2* — кристаллический пояс Оминека, или центральная зона, представленная на юге горами Колумбии; *3* — межгорный пояс; *4* — береговой интрузивный (плутонический) комплекс (приуроченный к западному складчатому поясу Кордильер); *5* — Островной пояс.

окраина, как и осадочный чехол, продолжается до рва Скалистых гор и, очевидно, далее на запад, к своду Кутеней, расположенному в западных отрогах гор Колумбия [Berry M. J. e. a., 1971; Price R. A., Mountjoy E. W., 1970]. Центральная зона ядра сложена, по-видимому, преобразованными породами докембрийского (гудзонского) кратона и может быть генетически связана с пелитовыми отложениями серии Уиндермир (гадриний).

Развитие осадочного чехла, как и структуры Скалистых гор и области предгорий, тесно связано с центральной зоной и внутренним поясом Кордильер, расположенным к западу от нее. Бóльшая часть Скалистых гор представляет

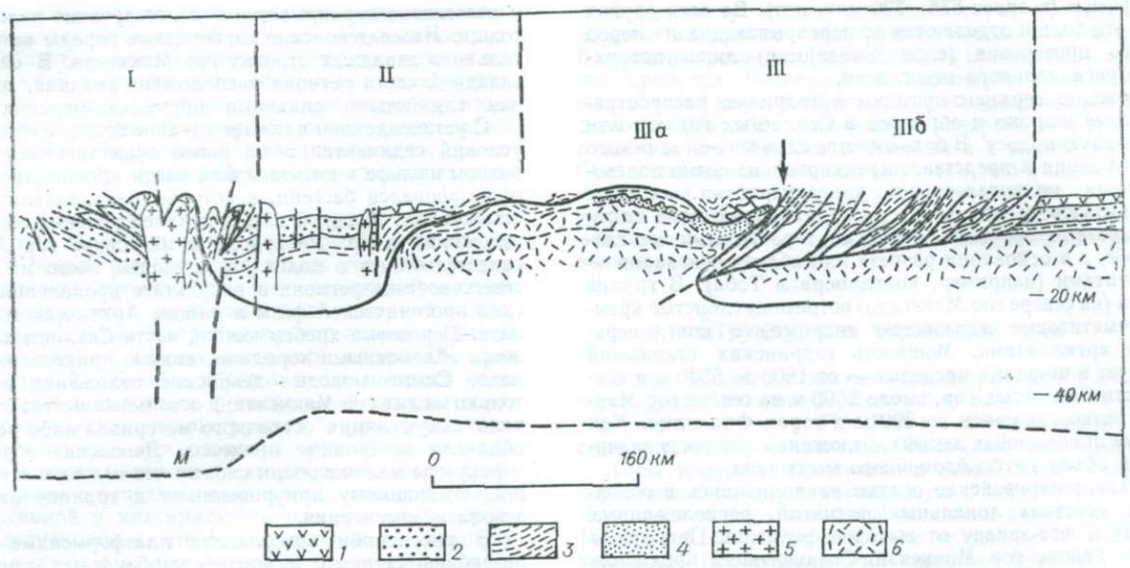


Рис. 29. Схематический разрез южной части Канадских Кордильер, по Дж. Уиллеру [Wheeler J. O., 1970, p. 156].
Показана взаимосвязь центральной горной системы (Скалистые горы и горы Колумбия) с межгорным поясом и западным складчатым поясом Береговых хребтов.

I — Каскадный сегмент складчатого пояса Западных Кордильер Канады; *II* — межгорная зона; *III* — складчатый пояс Кордильер Канады (*IIIа* — центральная зона, *IIIб* — краевая зона).
1—4 — отложения: 1 — третичные, 2 — мезозойские, 3 — палеозойские, 4 — докембрийские; 5 — граниты; 6 — гнейсы (комплекс Шусуоп); жирная линия — граница кианит-силлиманитовой фации регионального метаморфизма; *M* — поверхность Мохоровичича.

собой аллохтон; он отделился по наклоненной к юго-западу поверхности фундамента и переместился в восточном направлении на склон кратона, вдоль системы чешуйчатых надвигов и связанных с ними складок. В восточной части Кордильер отмечен переход от существенно хрупких деформаций неметаморфизованных пород осадочных тел Скалистых гор в зоне форланда к крупным деформациям течения в разогретых пластичных породах центральной зоны.

Стратиграфия

Разрез осадочного чехла рассматриваемого региона представлен:

1) отложениями выдвигающихся в сторону моря континентальных террас (толщи от миогеосинклинального до платформенного типа, от среднепротерозойского до позднеюрского возраста); материал, сформировавший террасы, приносился с запада, из области развития кратона;

2) кластогенными породами от позднеюрского до палеоценового возраста («молассовые» фации); эти образования развиты только в пределах восточного пояса Кордильер. Обломочный материал сносился с гор Колумбия и отчасти Скалистых гор, расположенных западнее. Разрез Скалистых гор образует относительно более мощную, западную часть осадочной толщи, распространяющуюся на юго-восток и перекрывающую гудзонский кристаллический фундамент раннепротерозойского (эфебского) возраста, протягивающийся в область внутренних равнин из провинций Черчилл и Йеллоунайф.

Миогеосинклинальный разрез (преимущественно карбонатные породы, глинистые сланцы и песчаники), мощностью более 14 000 м, подразделяется на следующие шесть комплексов:

1) среднепротерозойский (геликийские, парселлские и эквивалентные им отложения);

2) верхнепротерозойский (гадринские, уиндермирские и эквивалентные отложения);

3) верхнепротерозойский — нижнекембрийский (обломочные отложения шельфа или кластический материал континентальных террас);

4) нижнепалеозойский (средний кембрий—силур); карбонатные шельфовые осадки;

5) средне-верхнепалеозойский (девон—пермь); карбонатные осадки шельфов;

6) нижнемезозойский (триас — средняя юра); обломочные отложения.

Протерозой. Среднепротерозойские (геликийские) отложения, древнейшие из известных в пределах Кордильер (подошва не установлена), представлены мощным разрезом тонкозернистых обломочных и карбонатных пород, главным образом мелководно-морского происхождения. Их коренные выходы отмечаются в следующих четырех районах: 1) в южных отрогах Скалистых гор и в гряде Парселл, расположенной в южной части гор Колумбия (разрез формации Парселл); 2) на северных отрогах Скалистых гор; 3) в горах Маккензи, вблизи истоков р. Саут-Ривер; 4) в горах Франклин.

Эти среднепротерозойские толщи сложены кварцитами, сланцами, карбонатными породами со строматолитами. В них часто отмечаются признаки, характеризующие мелководные условия седиментации: трещины усыхания в глинах, грубая косая слоистость и т. д. В горах Маккензи встречаются гипсы и загипсованные алевролиты. Мощность геликийских отложений изменяется от 3000 м в Скалистых горах до 14 000 в горах Парселл. На севере Скалистых гор мощности колеблются в пределах от 2800 до 4500 м и более (в западной части гор Маккензи).

В горах Маккензи и в северных отрогах Скалистых гор этот временной интервал характеризовался поднятиями, сопровождавшимися региональным наклоном слоев и образованием сбросовых блоков (ракланский орогенез). В горах Парселл в связи с так называемым восточнокутенейским орогенезом отмечаются поднятие, слабая складчатость, региональный наклон, образование сбросов, а также внедрение гранитных интрузий и региональный

метаморфизм (возраст 675—790 млн. лет). Во всех других местах эти толщи отделяются от перекрывающих их пород верхнего протерозоя (слои Уиндермир) лишь поверхностью регионального несогласия.

Отложения верхнего протерозоя (гадриния) распространены более широко и образуют в Скалистых горах почти непрерывную полосу. В большинстве случаев они морского происхождения и представлены несортированными полевошпатовыми мелкогалечными конгломератами, песками и алевритистыми пелитами, иногда карбонатными породами, местами грубыми, плохо сортированными конгломератами, а в основании разреза или вблизи основания — диамиктитами (например, конгломераты Тоби). В группе Рапитан (на севере гор Маккензи) встречены слоистые кремнисто-гематитовые железистые кварциты с конгломератами и аргиллитами. Мощность гадринских отложений варьирует в широких пределах — от 1800 до 5500 м в южной части Скалистых гор, около 2500 м на севере гор Маккензи, резко снижаясь до 300 м в горах Франклин. Как видно из приведенных данных, отложения содержат значительный объем грубообломочного материала.

Верхнепротерозойские осадки накапливались в основном на участках локальных поднятий, расположенных к западу и юго-западу от выходов формации Парселл, а также в районе гор Маккензи. Седиментация проходила в условиях морского относительно глубокого бассейна, в обстановке, препятствовавшей сортировке и переотложению осадочного материала.

Палеозой. Новый седиментационный цикл почти на всем протяжении восточного пояса Кордильер начался отложением кварцевых песчаников в самом конце докембрия и продолжался до конца раннего кембрия или начала среднего кембрия. Трилобиты семейства Olenellidae впервые появляются в глинистых обломочных или карбонатных породах верхней части описываемого разреза. Эти песчаные отложения, местами полевошпатовые, содержат конгломераты; материал поступал из области развития кратона, располагавшегося на востоке. Мощность их увеличивается в западном направлении и достигает 3000 м в зоне главных западных хребтов Кордильер (вблизи Джаспера) и в горах Колумбия.

На юге Скалистых гор нижнекембрийские обломочные породы сменяются вверх по разрезу среднекембрийско-силурийскими отложениями карбонатного шельфа мощностью до 3000 м. Это свидетельствует о резком изменении режима осадконакопления, вероятно, в результате пенепленизации поверхности Канадского щита и осадочного чехла его западных склонов. Кембрийско-ордовикские карбонатные породы слагают циклический разрез мелководных отложений террас и банок, мощность которого возрастает к западу. Многие гряды главных хребтов южной части Скалистых гор сложены этими породами. К юго-западу они переходят в известковистые глины и глинистые сланцы западных главных хребтов, а затем снова в карбонатные породы, несогласно перекрывающие протерозойские толщи вдоль восточной границы свода Парселл в горах Колумбия. На востоке они постепенно сменяются красноцветными фациями, окаймляющими кратон.

Породы верхнего ордовика несогласно залегают на всех более древних породах и согласно перекрываются силурийскими отложениями. Обычно под девонскими и верхнеордовикскими породами сохраняются срезанные несогласием останцы силурийских и ордовикских карбонатных пород и в меньшей мере — песчаников. Более полные разрезы встречены в районе рва Скалистых гор. В хр. Ричардсон ордовик и силур представлены мощной толщей тонкослоистых граптолитовых глинистых сланцев, глинистых известняков, известковистых турбидитов и кремнистых сланцев.

В составе отложений средне-верхнепалеозойского карбонатного шельфа (девон—пермь) имеются известковые рифовые комплексы, окаймляющие локальные поднятия и несогласно перекрывающие более древние палеозойские толщи. Нижнедевонские карбонатные породы встречаются только в западных отрогах гор Маккензи. В северной и западной части региона расположена впадина, выполненная глинистыми сланцами нормально-морских фаций.

С установлением в позднем девоне более глубоководных условий седиментации на ранее существовавшем карбонатном шельфе в юго-западной части провинции Альберта сформировался бассейн, в котором накапливались глинистые осадки. Мощный разрез верхнедевонских обломочных отложений в хр. Ричардсон и на севере гор Маккензи свидетельствует о поднятии, имевшем место на севере и северо-востоке региона в результате проявления элсмирской орогенической фазы в районе Арктического архипелага. Передовые хребты южной части Скалистых гор сложены обломочными породами, видимо принесенными с запада. Самые молодые девонские отложения встречены только на юге гор Маккензи; в остальных местах отсутствовала аккумуляция осадочного материала либо резко преобладали эрозионные процессы. Девонские образования перекрыты маломощными слоями черных глинистых сланцев, по-видимому приуроченными к границе отложений девона и миссисипия.

В миссисипии преобладали платформенные условия осадконакопления с развитием карбонатных фаций, циклически повторявшихся в разных вариациях на фоне развития этой части территории. Криноидные карбонатные породы сменяются в западной части региона кремнистыми известняками и известковыми сланцами. В горах Маккензи пермские и каменноугольные отложения отсутствуют, в то время как на южных склонах гор Франклин и в пределах плато Лиард мощность этих толщ достигает 1800 м. В южных отрогах хр. Ричардсон разрез сложен песками, алевролитами и глинистыми сланцами.

Пенсильваний в большинстве случаев отсутствует и развит лишь на юге Скалистых гор (песчаники и доломиты). Пермские песчаники, кремнистые сланцы и фосфориты встречаются главным образом в южной и северной части Скалистых гор. В раннем миссисипии отмечалась орогеническая фаза Карибу, проявившаяся в северных (Карибу) и южных (Селкирк) отрогах гор Колумбия. Как в том, так и в другом районе в это время происходили надвиги и поднятия.

Формирование триасово-среднеюрских терригенных толщ с незначительным количеством карбонатных пород знаменует новый цикл (до 1500 м мелководных платформенных отложений; обломочный материал сносился с площади развития кратона). Они без углового несогласия ложатся на пермские и более древние породы, но распространение их ограничено главным образом северными районами области Скалистых гор. В это время происходило поднятие территории, соответствующей современной центральной зоне гор Колумбия (талтанская орогеническая фаза).

Начиная со средней юры на большей части Кордильер имели место интенсивные деформации и поднятия. В центральной зоне (западнее современного положения рва Скалистых гор) образовался крупный массив суши, поставлявший огромное количество обломочного материала, сносившегося в восточном направлении. К середине мела в это поднятие была вовлечена зона главных хребтов. Сформировавшиеся осадки слагают на юге Скалистых гор обширный кластогенный клин мощностью до 6000 м. Наличие нескольких клиновидных залежей обломочных пород, отчетливо связанных с угловыми несогласиями, свидетельствует о существовании передового прогиба, смещавшегося к северо-востоку под воздействием деформаций, проявления которых прослеживаются в общем восточном направлении [Bally A. W. e. a., 1966; Price R. A., Mountjoy E. W., 1970].

Обломочные отложения включают четыре основных разреза: 1) верхнеюрских и нижнемеловых (?) неморских угленосных и прибрежно-морских обломочных толщ; 2) пре-

имущественно неморских обломочных толщ нижнего мела, протягивающихся к северо-востоку на значительное расстояние в область развития кратона; 3) морских глинистых сланцев нижней части нижнего мела, переслаивающихся на западе с более грубозернистыми, частично морскими обломочными породами; 4) неморских обломочных образований верхней части верхнего мела и палеоцена, протягивающихся от зоны предгорий в область западных равнин.

В горах Маккензи, вблизи их северных подножий, а также в горах Франклин (вплоть до плато Пил на севере) обнажается разрез нижнемеловых толщ. Мощный разрез преимущественно морских обломочных отложений верхней юры — нижнего мела представлен в северной части хр. Ричардсон. В горах Колумбия юрский период и начало раннемеловой эпохи характеризовались внедрением гранитных интрузий. Главным образом после позднего мела эта территория подверглась региональной складчатости.

Палинспастическая реконструкция * («распрямление» складок и «залечивание» разломов, рис. 29) позволило установить в зонах развития предгорий и передовых хребтов возрастание в западном направлении градиента мощности отложений и максимального размера зерен пород. Отсюда следует вывод, что источник наиболее крупных обломков должен был находиться в пределах наиболее западных надвиговых чешуй. Таким образом, постепенно перемещавшиеся к востоку клинья кластических отложений формировались за счет эродирования надвиговых скиб в области развития современных главных и западных передовых хребтов Скалистых гор [Price R. A., Mountjoy E. W., 1970]. После сжатия и воздымания пояса предгорий в палеоцене деформации практически прекратились.

Деформации в пределах Скалистых гор (как на севере, так и на юге) носили характер периодических (приблизительно через каждые 100 млн. лет) пульсаций, происходивших от юры до палеоцена. Поэтому очень трудно было бы выделить здесь орогенические фазы, подобные колумбийской или ларамийской.

Посторогенные обломочные толщи. Как отмечалось выше, тектонические надвиги на большей части территории канадских Скалистых гор прекратились в течение палеоцена, хотя еще отмечались локальные поднятия и проявления мелкой складчатости. В этот период сформировалось несколько небольших осадочных бассейнов, наложившихся на более древние структуры. Они выполнены обычно неморскими осадками, имеющими ограниченное распространение. К последним относятся: 1) неморские грубообломочные породы формации Кишенен, мощностью 2000 м, отложившиеся в самом позднем эоцене или в самом раннем олигоцене и залегающие с угловым несогласием на породах надвига Льюис и более молодых образованиях (долина Флатхед в южной части района Скалистых гор); 2) неморские обломочные породы (с лигнитами) палеоценового или эоценового возраста, мощностью около 1800 м, смяты в пологие складки и несогласно перекрывают отложения от девона до нижнего мела; они обнажаются в горах Франклин, на восточном склоне и у подножия гор Маккензи, а также в Форт-Норман; 3) более 1500 м неморских обломочных пород (иногда с торфом), от маастрихта до палеоцена; породы слабоскладчатые и наследуют структуры хр. Ричардсон, выполняют впадину Боннет-Плум; 4) более 500 м неморских обломочных пород формации Мус-Чаннел, перекрывающих несогласно, вместе с подстилающими верхнемеловыми морскими глинами, более древние структуры (западный склон дельты р. Маккензи и северное окончание хр. Ричардсон).

В начале третичного периода в горах Колумбия произошло внедрение нескольких небольших интрузий. В середине третичного периода здесь преобладали эрозионные процессы. Некоторые из позднетретичных базальтовых потоков внутреннего плато распространились в пределы гор Колумбия. Миоценовые алевролиты и гравелиты в долинах рек Фрейзер и Томпсон и в южной части рва Скалистых гор свидетельствуют о том, что в миоцене сформировалась в основном речная система. Из-за сильной эрозии и плейстоценового оледенения сохранилось очень мало обломочного материала, образовавшегося в процессе позднетретичной эрозии.

Структурная характеристика

С севера на юг Скалистые горы подразделяются на пять структурных элементов: Колумбия, южная часть Скалистых гор (к югу от р. Пис-Ривер), северная часть Скалистых гор, горы Маккензи и Франклин, хр. Ричардсон.

Горы Колумбия (центральная зона). Горы Колумбия, образующие плавную, обращенную к востоку дугу, занимают южную часть восточной половины центральной зоны [Wheeler J. O., 1970] и состоят из четырех структурных элементов. Метаморфический комплекс Шусуоп образует ядро центральной зоны и окаймляется с севера горами Карибу, а с востока — дугой Кутеней, которая в свою очередь граничит на востоке с антиклинорием Парселл (см. рис. 29, 30).

Антиклинорий Парселл сложен в основном осадочными породами среднепротерозойской толщи Парселл и в рельефе выражен горами, расчлененными разломами кембрийского возраста на несколько погружающихся к северу сегментов. В поперечном разрезе антиклинорий имеет коробчатую форму; центральная его часть представляет собой обширную, полого ундулирующую антиклиналь, рассеченную надвигами и сбросами. К западу структуры анти-

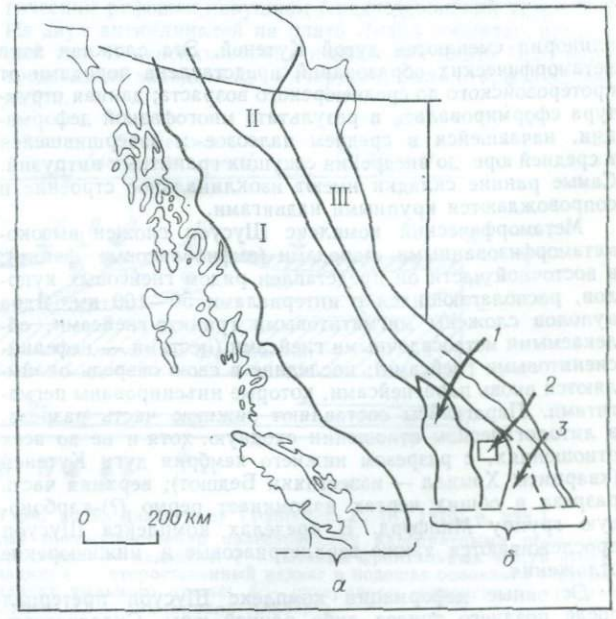


Рис. 30. Схема структурного положения комплекса Шусуоп северной части свода Кутеней и антиклинория Парселл в системе Кордильер Канады.

а—б — складчатые пояса Кордильер Канады (*а* — Западных, *б* — Восточных).
I—III — зоны: *I* — межгорная, *II* — центральная, *III* — краевая; *1* — комплекс Шусуоп; *2* — Северо-Кутенейский свод, *3* — антиклинорий Парселл.

* Восстановление в максимально возможной степени положения геологических структур в «первоначальном» виде, т. е. до того, как они подверглись складчатости и разрывным деформациям. — *Прим. пер.*

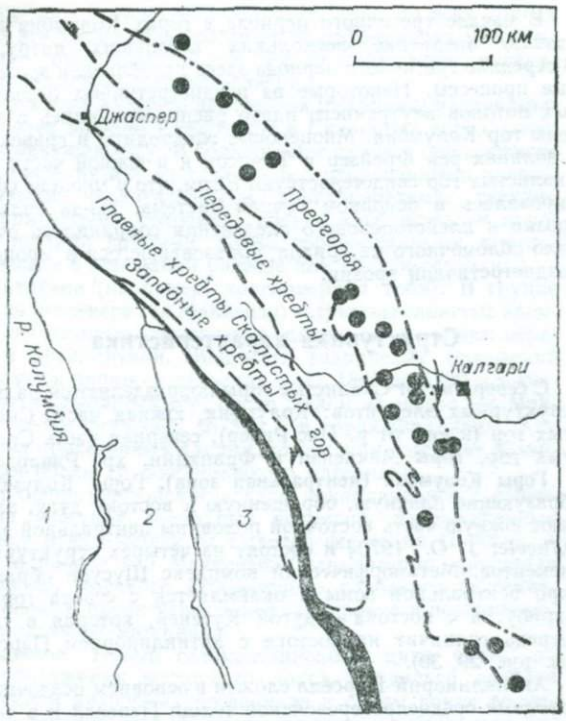


Рис. 31. Морфоструктурные элементы южной части Скалистых гор Канады и гор Колумбии, по К. Дальстрому [Dahlstrom C. D., 1970, p. 336].

1—3 — горы: 1 — Монаши, 2 — Селкирк, 3 — Парселл. Черная «жирная» линия — ров Скалистых гор; черные кружки — залежи углеводородов; штрих-пунктирная линия — граница складчатого пояса на поверхности.

клинория сменяются дугой Кутеней. Эта сложная зона метаморфических образований представлена породами от протерозойского до среднеюрского возраста; данная структура сформировалась в результате многофазной деформации, начавшейся в среднем палеозое и завершившейся к средней юре, до внедрения секущих гранитных интрузий. Самые ранние складки имеют изоклинальное строение и сопровождаются крупными надвигами.

Метаморфический комплекс Шусуоп сложен высокометаморфизованными породами (амфиболитовые фации); в восточной части он представлен рядом гнейсовых куполов, располагающихся с интервалами 50—100 км. Ядра куполов сложены мигматитовыми гранито-гнейсами, облекаемыми метаосадочными гнейсами (местами — нефелинсиенитовыми гнейсами); последние в свою очередь окаймляются вновь парагнейсами, которые инъецированы пегматитами. Парагнейсы составляют нижнюю часть разреза, в литологическом отношении сходную, хотя и не во всех отношениях, с разрезом нижнего кембрия дуги Кутеней (кварциты Хэмилл — известняки Бедшот); верхняя часть разреза в общих чертах напоминает пермо (?)-карбоновую группу Милфорд. В пределах комплекса Шусуоп прослеживаются также верхнетриасовые и нижнеюрские отложения.

Основные деформации комплекс Шусуоп претерпел после позднего триаса либо ранней юры. Складчатость началась на востоке, и ей подверглись гнейсовые купола и облекающие их толщи. Процесс сопровождался интенсивным метаморфизмом и мигматизацией слагающих комплекс пород.

На севере горы Карибу образуют ряд сложноскладчатых антиклинориев и синклинориев в относительно некомпетентных верхнепротерозойских толщах, которые на глубине смяты в изоклинальные складки и глубоко метаморфизованы. Эти складчатые структуры погружаются, а в северном направлении частично переходят в блоковые структуры, выраженные в более компетентных позднепротерозойских или кембрийских образованиях вышележащего структурного уровня.

Южная часть Скалистых гор и предгорий. Эта одна из наиболее хорошо обнаженных и изученных дугообразных зон форланда * [Bally A. W. e. a., 1966; Dahlstrom C. D. A., 1970; Price R. A., Mountjoy E. W., 1970]. Здесь преобладают надвиги и концентрические складки. Надвиги обычно падают на юго-запад, причем плоскость надвигов местами претерпевает изгиб. Они образуют поверхности скольжения, по которым толщи четко слоистых осадочных пород были оторваны от основания и перемещены к северо-востоку, вверх по склону кратона, на котором они ныне образуют надвиговые чешуи, местами собранные в складки. Надвигание на северо-восток относительно фундамента составляет до 200 км, а мощность покрова благодаря нагромождению чешуйчатых скиб возросла до 8000 м. Надвиги более многочисленны в некомпетентных меловых глинах и песчаниках зоны предгорий и относительно более редки в передовых хребтах, сложенных преимущественно палеозойскими карбонатными породами и еще менее часты в мощных компетентных разрезах нижнего палеозоя восточных главных хребтов.

К югу от Вейлмаунта гнейсы Молтон (типа Шусуоп) по разлому Парселл пересекают ров Скалистых гор и местами надвинуты на кембрийские и более древние породы самых западных отрогов Скалистых гор. Структуры в восточной части главных хребтов приподняты и изменены, видимо, в связи с внедрением этих гнейсов на северо-востоке (возраст этого события определен в 111 млн. лет). Очевидно, главные хребты сформировались не раньше раннего мела; если учитывать разрез мезозоя на востоке [Price R. A., Mountjoy E. W., 1970], то их формирование, возможно, началось в поздней юре. Структуры передовых хребтов и предгорий образовались позже.

Южная часть рва Скалистых гор. Ров Скалистых гор — одно из наиболее интересных псевдолинейных морфоструктурных образований (рис. 28, 29) Канадских Кордильер, о происхождении которого существует много различных представлений. Истинная картина его строения скрыта миоценовыми и четвертичными отложениями. По разрывам, ограничивающим западный борт южной части рва Скалистых гор, древние кембрийские и докембрийские образования надвинуты на более молодые толщи, обнажающиеся на восточном склоне или на дне рва. Между 51 и 53° с. ш. падающий к западу разлом Парселл срезает структуры, ограничивающие ров с флангов (рис. 31). Разрезы докембрийских и кембрийских пород на обоих бортах рва в нескольких местах легко сопоставляются. Таким образом, южный отрезок рва Скалистых гор не является сдвиговым образованием, как предполагалось раньше, поскольку оба его борта связаны почти повсеместно с надвиговыми структурами.

Северная часть Скалистых гор и предгорий. Южные отроги Скалистых гор в районе 54° с. ш. и до Пис-Ривер по своему структурному характеру являются переходными структурами и структурами северной части Скалистых гор. Они становятся уже, погружаются на север, количество разрывных нарушений в них уменьшается, и складчатые структуры становятся преобладающими.

В триасовых песчаниках предгорий складки удлиненные, узкие, сжатые, круто наклоненные, разорванные по передним крыльям надвигами. В перекрывающих меловых глинах складки менее выражены, но более многочисленны.

---

* Фронтальная область, часть устойчивой области, прилегающая к орогеническому поясу. — *Прим. пер.*

Эти структуры залегают несогласно на палеозойских структурах и ориентированы вдоль зоны отрыва в девонско-каменноугольных черных глинистых сланцах. Западнее протягиваются палеозойские и докембрийские надвинутые *толщи аналогично передовым и главным хребтам южной* части Скалистых гор. Севернее докембрийские отложения образуют очень широкие и протяженные высокоамплитудные складки, у которых западные крылья очень пологие, а восточные — вертикальные или нарушенные сбросами. К западу от этих складок расположена зона главных надвигов.

Горы Маккензи. Горы Маккензи образуют широкую складчатую дугу, одну из наиболее значительных в пределах Североамериканских Кордильер, изменяющих здесь меридиональное простирание на почти широтное, типичное для северо-запада региона, Они включают кулисообразные широкие короткие складки с почти плоскими сводами и ряд синклиналей, которые характеризуются резко подвернутыми и нарушенными сбросами крыльями. Большинство надвигов незначительны по масштабам и заканчиваются у секущих сбросов. Более крупные складки с докембрийскими осадочными породами в ядрах, возможно, сформировались в ходе срыва на небольшом расстоянии от кристаллического фундамента.

Горы Франклин. Горы Франклин расположены восточнее гор Маккензи и образуют широкую дугообразную систему складок, погружающихся на обеих ее периклиналях и исчезающих под нижнемеловыми отложениями. В пределах одной и той же складки часто отмечается наличие надвигов, падающих как к востоку, так и к западу. В структурном отношении рассматриваемые горы сходны с горами *Маккензи, хотя и отделены от них узким мезозойским прогибом.* С востока они ограничены крупными надвигами. Хотя по мнению многих исследователей считалось, что происхождение этих структур связано с блоковыми расколами *фундамента кратона, скорее всего они образовались* при срыве толщ на глубине по контакту кембрийских солей и ангидритов.

Хребет Ричардсон. В северной части хр. Ричардсон *развиты широкие, нарушенные сбросами складки* и купола, сложенные в ядрах палеозойскими породами. Южные отроги хр. Ричардсон представляют собой единую широкую, погружающуюся к северу и нарушенную разрывами антиклинальную структуру, *имеющую около 80 км* в поперечнике и сложенную кембрийскими породами в ядре. Простирание разрывов изменяется от меридионального до северо-западного; они часто сопровождаются значительным правосторонним смещением и характеризуются опущенными восточными крыльями. По всей вероятности, эти разрывы образовались в палеозое, при этом имело место поднятие восточных крыльев, а позднее, во время проявления ларамийской фазы орогенеза, движения по ним возобновились. На юге они сливаются с широтно простирающимися надвигами северной части гор Маккензи.

Полезные ископаемые

Для района Скалистых гор характерны сравнительно простые складки и надвиги, низкая степень метаморфизма и платформенные фации осадочных пород. Поэтому руды металлов здесь встречаются редко, и значительно бо́льшее практическое значение имеют месторождения нефти, газа, угля и таких нерудных ископаемых, как эвапориты и стройматериалы.

Нефть. После открытия в 1914 г. нефти в долине Тернер (в самой восточной надвиговой зоне предгорий, к юго-западу от Калгари) предгорья и прилегающие передовые хребты подверглись тщательному изучению. Однако, несмотря на большой объем бурения, не было открыто ни одного крупного нефтяного месторождения. Были, впрочем, выявлены значительные запасы газа, конденсата и сероводородных газов, из которых получают серу (рис. 32) [Dahlstom C. D. A., 1970]. Главные месторождения расположены на юго-западе провинции Альберта, преимущественно *в миссисипских криноидных известняках (в которых* ловушки связаны с пластами, срезанными надвигами), в антиклиналях простого строения или в надвиговых скибах (тектонических чешуях). В одной из залежей, приуроченной *к девонским отложениям, 87% газа составляет* сероводород. Нефть на месторождении Норман-Уэлс (юго-западный склон гор Франклин) приурочена к литологическим рифовым ловушкам (среднедевонский уступ Ки). *Из двух антиклиналей на плато Лиард добывают* природный газ. В пенсильванских песчаниках плато Игл, непосредственно западнее хр. Ричардсон, была открыта залежь нефти.



Рис. 32. Схематический разрез зоны предгорий к западу от Калгари, по К. Дальстрому [Dahlstrom C. D., 1970, p. 338].

Структурные элементы: *1* — первый тектонический покров, сложенный преимущественно палеозойскими карбонатными породами; *2* — крупный надвиг тыльного крыла; *3* — останцы тыловых чешуй второстепенных надвигов; *4* — останцы фронтальных чешуй второстепенных надвигов; *5* — основной тектонический покров, смятый в складки; *6* — второстепенный надвиг в подошве основного тектонического покрова; *7* — основной тектонический покров; *8* — мелкий надвиг тыльного крыла; *9* — поверхность надвига; *10* — серия небольших надвигов и поверхностных складок; *11* — синклиналь Альберта.

Запасы углеводородов месторождений нефти и газа провинции Альберта (по состоянию на 1968 г.): цифры в числителе — запасы газа (млн. футов³), цифры в знаменателе — запасы нефти (млн. баррелей); звездочкой отмечены запасы газа, содержащего существенную примесь газоконденсата: *I* — Уотертон, 3597*/3597; *II* — Мус-Маунтин, 75/—; Саванна-Крик, 340/415; *III* — Бёрнт-Тимбер, 370/—; Нордег, 34/404; *IV* — Квирк-Крик, 620*/—; *V* — Бенджамин-Крик, 100/—; Хантер-Велли, 78/—; Уэст-Джампинг — Паунд, 1170*/—; Тернер-Велли, 2970*/1000; Уайлдкет-Хиллс, 900/—; Уайлдхорс-Крик, 160/— (в целом по группе I — газа 5378 и нефти 10 000); *VI* — Блэк-Дайемонд, 24/—; Браун-Крик, 59/—; Джампинг-Паунд, 780*/—; Ламберт-Крик, 14/—; Лукаут-Бьютт, 660*/—; Лаветт-Ривер, 109/—; Пинчер-Крик, 1800*/—; Маунтин-Парк, 29/—; Сарки, 223*/—; Столберг, 86/3760. Черные кружки на профиле — нефтегазоносные структуры; *CD* — протяженность региональной плиты по некоторым горизонтам. MZ — мезозойские обломочные отложения; PZ — палеозойские карбонатные породы.

Уголь. В регионе имеются крупные месторождения жирных каменных углей, большая часть которых связана с континентальными нижнемеловыми отложениями предгорий (между 49-й и 54-й параллелями) и района Пис-Ривер. На ряде участков выявлены месторождения гипса, известняков, фосфатов и барита, однако разрабатываются пока только известняки и барит.

Рудные ископаемые. На севере гор Маккензи в докембрийской формации Рапитан встречена 40-метровая толща «железистых кварцитов», сложенных яшмой и гематитом, со средним содержанием железа около 46%.

В долинах некоторых рек, дренирующих восточные склоны южных Скалистых гор, главным образом в Северном Саскачеване, обнаружено россыпное золото. Оно было найдено также на западном склоне гор Карибу, где в свое время с ним была связана «золотая лихорадка». Известны в регионе также золотоносные кварцевые жилы и метасоматические тела в известняках.

К западу от южной долины Скалистых гор, в докембрийских образованиях антиклинория Парселл, открыт ряд свинцово-цинковых залежей, иногда со значительным содержанием серебра. Месторождение Сулливан — крупнейший в Канадских Кордильерах поставщик свинцово-цинковых руд, уникальных по запасам и связанных с высокотемпературным метасоматозом тонкослоистых аргиллитов Парселл. Здесь добываются также золото и руды сурьмы, олова, серебра и кадмия. Еще одно месторождение свинцово-цинковых руд разрабатывается в докембрийских породах дугообразного пояса Кутеней; оно также связано с пластами известняков, облекающих гнейсовые купола комплекса Шусуоп.

Э. У. Маунтджой

НИЗМЕННОСТЬ РЕКИ Св. ЛАВРЕНТИЯ В КВЕБЕКЕ

Низменность р. Св. Лаврентия сложена палеозойскими осадочными породами; они являются продолжением отложений, развитых в провинции Внутренних бассейнов Северной Америки (рис. 33). Рассматриваемая низменность в южной части ограничена горами Адирондак, на северо-западе — Лаврентидами, на юго-востоке — Аппалачами. Она подразделяется на две части, образованные впадинами Квебек и Антикости. Впадина Квебек (ее называют также впадиной Монреаль) достигает максимальной ширины (вкрест простирания тальвега р. Св. Лаврентия) 110 км между городами Филипсберг и Сен-Жером, несколько севернее государственной границы Канады и США.

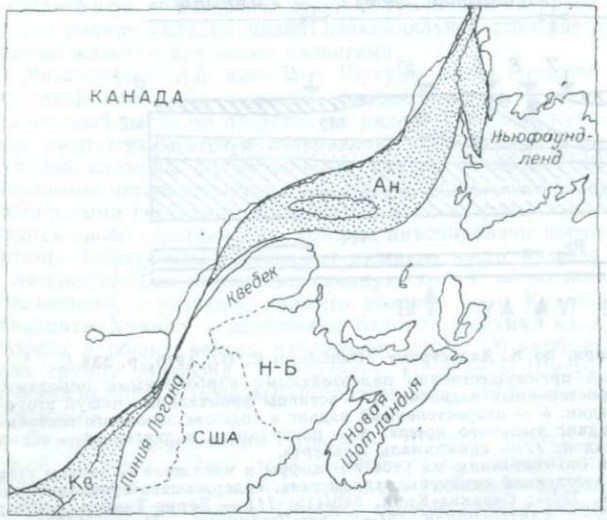


Рис. 33. Схематическая карта бассейнов Квебек (Кв) и Антикости (Ан).

Тонкие линии — литологические и тектонические контакты. *Н—Б* — Нью-Брансуик.

Вниз по течению р. Св. Лаврентия низменность неравномерно сужается, и у Квебека ширина ее не превышает 3—5 км. Отсюда вплоть до островов Минган и Антикости (за исключением нескольких коренных выходов песчаников на северном борту долины юго-западнее зал. Марри) породы, характерные для провинции Внутренних бассейнов, нигде не обнажаются. В районе упомянутых выше островов низменность (над впадиной Антикости) достигает в поперечнике 160 км.

Далее, по направлению к северу, она вновь сужается, захватывая северо-западную часть о. Ньюфаундленд вместе с прилегающим участком докембрийского щита вдоль прол. Белл-Айл. Несомненно, что первоначально низменность Св. Лаврентия представляла собой обширную шельфовую зону, достигавшую ширины более 300 м и примыкавшую в восточной части к западному борту Аппалачской геосинклинали. Неоднократные диастрофические движения вдоль западного и восточного краев шельфовой зоны привели к ее сужению и обусловили современные границы низменности.

Площадь впадины Квебек, поскольку границы ее не установлены с достаточной точностью, составляет примерно 27 000 км². Бо́льшая часть впадины Антикости расположена под дном зал. Св. Лаврентия; ее размеры (40 000 км²) оцениваются также приблизительно.

На первом этапе геологических исследований полевые работы проводились Геологической службой Канады, а с начала нынешнего столетия они осуществляются Отделом природных ресурсов Квебека. С 1950 г. ведутся геофизические и геохимические исследования с целью оценки перспектив нефтегазоносности региона. На территории впадины Квебек имеются многочисленные карьеры по добыче строительного и бутового камня, а также цементного сырья. Кварцевые песчаники Шатоге используются для производства кремнистых сплавов; некоторые горизонты известняковых формаций Чейзи и Трентон дают сырье для цементной промышленности. Глины Ютики и Лорен, а также послеледниковые глины в большом объеме использовались для кирпичного производства; в тех местах, где имеются послеледниковые пески, они служат для производства бетона. В пределах всей низменности было пробурено около 100 глубоких нефтепоисковых скважин, однако получены лишь непромышленные притоки нефти и газа.

Из-за незаселенности территории впадины Антикости добыча полезных ископаемых здесь не осуществляется. Однако за последнее десятилетие как на о. Антикости, так и в пределах зал. Св. Лаврентия был проведен большой объем бурения.

С геоморфологической точки зрения обе впадины характеризуются очень пологим рельефом. Впадина Квебек целиком расположена на суше, а впадина Антикости, за исключением островов Минган и Антикости, — ниже уровня океана. В структурном отношении впадина Квебек представляет собой удлиненную «каноэобразную» синклиналь, сложенную палеозойскими породами, ось которой направлена более или менее параллельно тальвегу р. Св. Лаврентия, хотя и пересекает его в нескольких милях выше г. Квебек (а также государственную границу южнее Хемминфорда). Эту структуру можно до некоторой степени сопоставить с субпровинцией Хребтов и Долин, расположенной в самой восточной части Пенсильвании; она точно так же ограничена с юго-востока надвигами, по которым скибы (тектонические чешуи) аппалачских пород в результате палеозойских орогенических движений были надвинуты в северо-западном направлении. Нижняя часть разреза синклинали Квебек несогласно залегает на докембрийских образованиях Лаврентийского и Адирондакского массивов, причем в последнем случае она нарушена системой кулисообразных сбросов северо-восточного простирания.

Кроме того, как вблизи Монреаля, так и в других местах имеются многочисленные разломы широтного простирания, а с помощью геофизических методов установлены и другие тектонические нарушения.

Впадина Антикости во многих отношениях отличается от рассмотренной выше. Обнажающиеся здесь породы более или менее равномерно погружаются от несогласного контакта с докембрием (на участке континента, прилегающем к островам Минган) в южном направлении и, по-видимому, непрерывно продолжаются под о. Антикости, протягиваясь далее к югу.

Хотя на северном побережье п-ова Гаспе эти древние палеозойские толщи неизвестны, вполне вероятно, что здесь продолжается та же синклинальная структура, что и во впадине Квебек. Характерные для последней кулисообразные сбросы здесь не обнаружены, однако по данным бурения и сейсморазведки установлено, что о. Антикости пересекает система нормальных сбросов.

В заключение можно отметить, что осадочные толщи, развитые в пределах низменности Св. Лаврентия, являются останцами некогда обширных шельфовых образований, отлагавшихся с несогласием на поверхности докембрийского щита, а впоследствии деформированных в ходе орогенических движений вдоль его юго-восточного края.

Впадина Квебек

Песчаники Потсдам. Стратиграфический разрез впадины Квебек (табл. 8) резко отличается от разреза впадины Антикости. Базальная часть разреза впадины Квебек представлена мощной формацией песчаников Кови-Хилл, прекрасные обнажения которых расположены в юго-западной части района (рис. 34). Фациальный облик этих пород свидетельствует о их образовании в результате переотложения обломочного материала, поступавшего с подня-

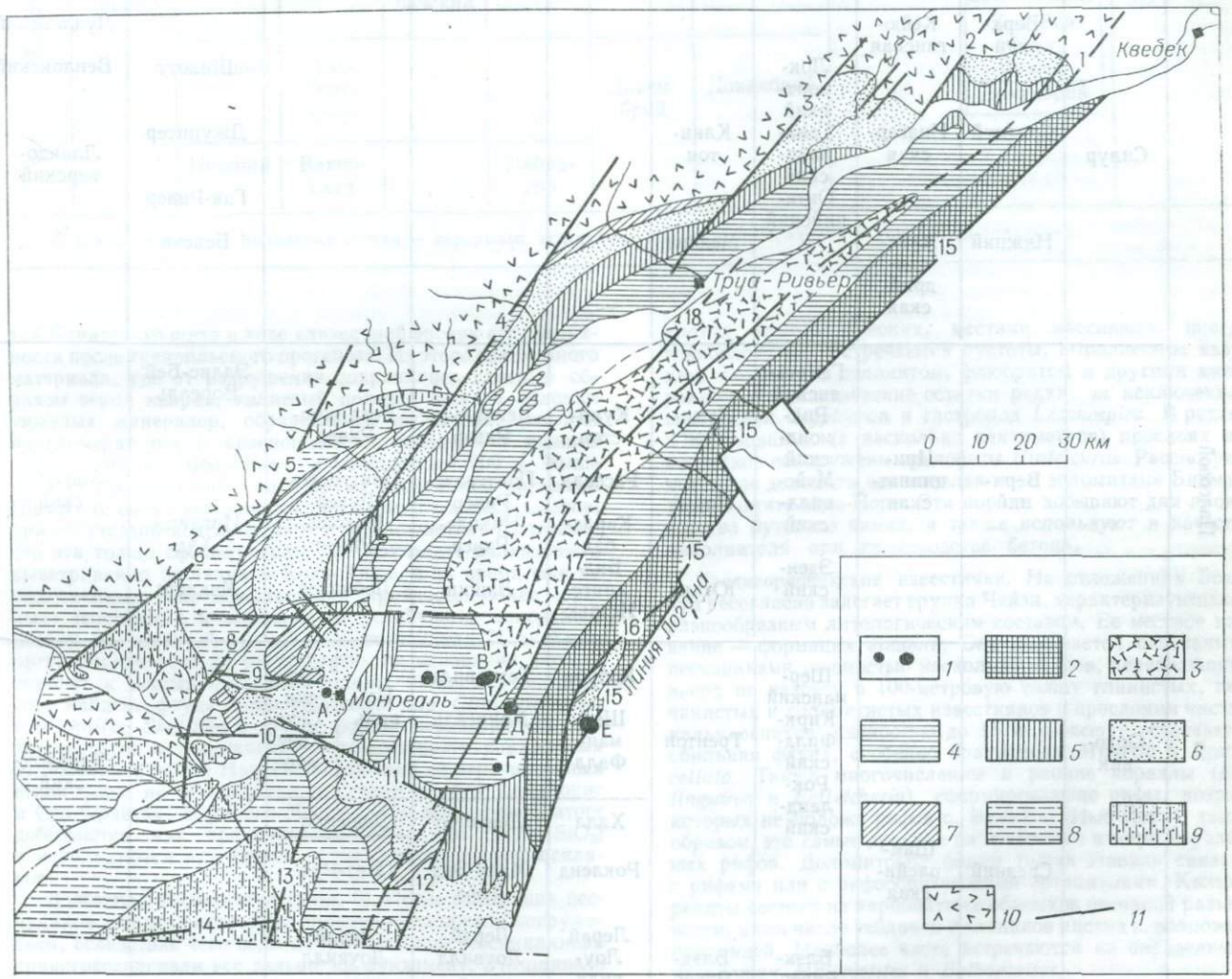


Рис. 34. Геологическая карта бассейна Квебек (с разрешения Департамента природных ресурсов Квебека).

1 — Монтерегийские плутоны; *2* — комплекс Сен-Жермен; *3* — группа континентальных осадков Ричмонд (Куинстон); *4* — группа Лорен (нижняя, средняя и верхняя толщи) и морские отложения группы Ричмонд; *5* — группа Ютика; *6* — отложения групп Блэк-Ривер и Трентон; *7* — группа Чейзи; *8* — группа Бикмантаун; *9* — формация Потсдам (верхняя и нижняя части); *10* — докембрий; *11* — разломы (цифры на карте): *1* — Нёвиль, *2* — Дешамбо, *3* — Сен-Проспер, *4* — Шаретт, *5* — Сен-Жюльен, *6* — Сен-Каню, *7* — Баде-Сен-Роз, *8* — Миль-Ильс, *9* — пороги Уайт-Хорс, *10* — Сент-Анн де Бельвю, *11* — Дельсон, *12* — Трейси-Брус, *13* — Гавелок, *14* — Стокуэлл, *15* — линия Логана, *16* — Сен-Доминик, *17* — Сен-Барнаб, *18* — Сен-Анжель.

Черные кружки — плутоны: *А* — Маунт-Ройал, Б — Сент-Бруно, В — Сент-Илер, Г — Маунт-Джонсон, Д — Ругемонт, Е — Ямаска.

ТАБЛИЦА 8

Стратиграфия района низменности Св. Лаврентия в Квебеке

Эра	Система	Отдел	Стратиграфические серии	Ярусы	Группы	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейны Онтарио, Оттава	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейн Квебек (Монреаль): южная часть	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейн Квебек (Монреаль): северная часть	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейн Антикости	Ярусы Европейской шкалы
Палеозой	Девон	Верхний	Эрийская Алстерская Гельдербергская				Блоки брекчированных зон о. Сент-Эллен			Живетский
		Нижний								Зигенский Жединский
	Силур	Верхний	Кейюганская	Локпортский Тонавандский Онтарийский	Клинтон				Шикотт	Лудловский Венлокский
		Средний	Ниагарская						Джупитер	Лландоверский
		Нижний	Александрийская		Медина				Ган-Ривер Бексчи	
	Ордовик	Верхний	Цинциннатская	Гамачьянский Ричмондский Мэйсвиллский Эденский	Куинстон Лорей Ютика	Куинстон Расселл Карлсбад Биллингс Иствью	Беканкур-Ривер Понтграве-Ривер Николе-Ривер Лашин	Беканкур-Ривер Понтграве-Ривер Николе-Ривер Лобиньер	Эллис-Бей Вореаль Инглиш-Хэд Макасти	Ашгилльский
		Средний	Шамплейнская	Шерманский Кирк-Филдский Рокландский Блэк-Риверский Уэзийский	Трентон Блэк-Ривер Чейзи	Кобург Шерман-Фалл Халл Рокленд Лерай Лоувилл Памелия Рокклифф	Тетровиль Монреаль Дешамбо Майл-Энд Уаро Лерай Лоувилл Памелия Лаваль	Невиль Грондин Сент-Казимир Дешамбо Понт-Руж Лерай Лоувилл Докембрий	Минган	Карадокский Лландейльский Лланвирнский
		Нижний	Канадская		Бикмантаун	Оксфорд	Богарнуа		Ромен Докембрий	Аренигский Тремадокский

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 8

Эра	Система	Отдел	Стратиграфические серии	Ярусы	Группы	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейны Онтарио, Оттава	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейн Квебек (Монреаль): южная часть	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейн Квебек (Монреаль): северная часть	Низменность Св. Лаврентия: Формации: Бассейн Антикости	Ярусы Европейской шкалы
Палеозой	Кембрий	Верхний	Круакская	Тремпелионский Франконский Дресбачский	Потсдам	Марч Непин	Шатоге Кови-Хилл		Бассейн Лабрадор	
		Средний	Альбертская			Докембрий	Докембрий		Хок-Бей Форт-Брадор Докембрий	
		Нижний	Вакобская		Лабрадор					

Примечание. Волнистые линии — перерывы; штриховые линии — несогласия, в том числе локальные.

тий Канадского щита в ходе длительной эрозии его поверхности после гренвильского орогенеза. Из этого обломочного материала, где от разрушения сохранились главным образом зерна кварца, калиевый полевой шпат и обломки тяжелых минералов, образовались песчаники, местами *конгломератовые и красноцветные, особенно в нижней* части разреза с мощностью, превышающей 600 м. Выше следует 250-метровая толща белых песчаников формации Шатоге (с очень невысоким содержанием полевых шпатов, при отсутствии конгломератов и красноцветов). Полагают, что эта толща сформировалась в результате дальнейшего выветривания песчаников Кови-Хилл, в то время еще не уплотненных сопровождавшимся привносом более «зрелых» (*состоящих в основном из устойчивых минералов*) песков из областей размыва. В песчаниках Кови-Хилл органические остатки отсутствуют, на основании чего ее относят к континентальным фациям. В песчаниках Шатоге найдена фауна *Lingulepis acuminata, Climactichnites, Protichnites, Skolithos* и другие формы; первая из них свидетельствует о позднекембрийском возрасте синхронных отложений в штате Нью-Йорк. Ни одна из перечисленных *выше форм не обнаружена к северу от рек Сен-Морис* и Сен-Франсис. В районе Мелошвилла песчаники Шатоге добываются как кремнеземное сырье (до 99,5% SiO_2) и используются при производстве феррокремниевых сплавов.

Доломиты Бикмантаун (табл. 6). После отложения песчаников потсдамского типа впадина продолжала погружаться, вследствие чего воды из Аппалачской геосинклинали *трансгрессировали все дальше на фундамент. Это привело* вначале к накоплению более чем 600-метровой толщи карбонатных пород, а затем к отложению морских и континентальных глин и песчаников общей мощностью свыше 1300 м. В основании разреза на формации Шатоге залегают доломиты Боарнуа (входящие в состав группы Бикмантаун), мощность которых в районе Монреаля составляет 250 м, но не выявленные к северу от зоны развития потсдамских *пород. Доломиты имеют очень разнообразный структурный* и текстурный облик — от скрыто- до тонко- и грубозернистых кристаллических, местами массивных, иногда тонкослоистых. Встречаются пустоты, выполненные кварцем, кальцитом, доломитом, флюоритом и другими минералами. Фаунистические остатки редки, за исключением водорослей *Cryptozoon* и гастропод *Lecanospira*. В редких *и маломощных (в несколько сантиметров) прослоях* известняков обнаружены трилобиты *Hystricurus*. Рассмотренные выше доломиты сопоставляются с доломитами Бикмантаун в штате Нью-Йорк. Эти породы добывают для производства бутового камня, а также используют в качестве наполнителя при производстве бетона.

Среднеордовикские известняки. На отложениях Боарну несогласно залегает группа Чейзи, характеризующаяся разнообразным литологическим составом. Ее местное название — формация Лаваль. Она начинается базальными *песчаниками мощностью несколько метров, переходящими* вверх по разрезу в 100-метровую толщу глинистых, песчанистых и доломитистых известняков с прослоями чистых калькаренитов мощностью до 15 м. Повсюду встречается обильная фауна, особенно брахиоподы *Mimella* и *Rostricellula*. Также многочисленны и ранние кораллы (*Billingsarea* и *Eofletcheria*), сформировавшие рифы, возраст которых не моложе рифов о. Валькур (Нью-Йорк); таким *образом, это самые древние из известных в мире коралловых* рифов. Доломитовые фации толщи Лаваль связаны с рифами или с рифообразующими организмами. Калькарениты состоят из карбонатных обломков песчаной размерности, в том числе табличек и члеников цистид и, возможно, криноидей. Наиболее часто встречаются из определимых иглокожих *Malocystites* и *Bolboporites*.

До середины прошлого века калькарениты поставляли бо́льшую часть местного камня, используемого на строительстве в Монреале и в близлежащих городах. В настоящее время добыча строительного камня практически не производится, калькарениты разрабатываются только на бутовый камень и наполнитель бетона. Хотя отложения *Чейзи на западе распространены шире, чем отложения* Бикмантаун, к северо-востоку от Труа-Ривьер они неизвестны.

Залегающая выше группа Блэк-Ривер нигде не превышает по мощности 25 м и представлена доломитами Памелия, сменяющимися вверх по разрезу известняками Лоувилл и Лерай. Известняки Памелия фаунистически не охарактеризованы. Известняки Лоувилл содержат обильную фауну, особенно кораллы *Tetradium*. Иногда последние присутствуют и в толще Лерай, где впервые начинают играть существенную роль брахиоподы (например, *Rafinesquina*) и где имеются крупные, до 60 см в поперечнике, головы кораллов * *Foerstephyllum*. Кораллы *Stromatocerium* присутствуют в таком количестве, что образуют 15-сантиметровые прослои. Слои Блэк-Ривер обнажаются на северном берегу р. Св. Лаврентия, прослеживаясь до г. Квебек.

Выше по разрезу залегают отложения группы Трентон, базальный горизонт образован известняковыми линзами (Уаро, Фонтен, Сент-Альбан и т. д.) мощностью несколько метров. По-видимому, эти линзы образовались в результате заполнения карбонатами пустот в кровле толщи Блэк-Ривер. Они сменяются известняками Дешамбо — калькаренитами, сложенными обломками криноидей. В полевых условиях эти известняки почти неотличимы от калькаренитов Лаваль. Они протягиваются от Монреаля до Квебека; мощность их, составляющая 25—30 м, заметно возрастает по данным глубокого бурения к центру впадины. У Сен-Марк-де-Карьер (прежнее название Дешамбо) имеются многочисленные карьеры для добычи строительного камня, где вскрыты известняки Дешамбо. При раскалывании некоторые из них издают сильный запах керосина, причем на изломе иногда выделяются капельки нефти. В известняках этой свиты встречаются мшанки, особенно *Rafinesquina*, и водоросли *Solenopora*; часты кремнистые стяжения. Это, как правило, чистые известняки, с содержанием $CaCO_3$ до 99,5%. Они используются для производства цемента, снабжая сырьем большой цементный завод в г. Жольет.

Выше известняков Дешамбо в южной части впадины Квебек залегает формация Монреаль — 120-метровая толща косослоистых темно-серых известняков и глинистых сланцев, ранее дававшая для Монреаля большое количество строительного камня. Толща содержит обильную и разнообразную фауну. Из брахиопод чаще всего встречаются *Rafinesquina*, *Dalmanella*, *Sowerbyella* и *Zygospira*; повсеместно обнаружены трилобиты *Isotelus*, *Flexicalymene*, *Ceraurus*, а в нижних частях разреза найдены *Cryptolithus*. В некоторых пластах особенно многочисленны мшанки, а также криноидеи, гастроподы, пелециподы и остракоды.

Следующая вверх по разрезу толща — известняки Тетровиль — темно-серые породы мощностью 120 м, более или менее регулярно переслаивающиеся с черными глинами в соотношении от 10 : 1 до 2 : 1. Они также являются прекрасным сырьем для цементной промышленности. Фауна в этих известняках представлена теми же формами, что и в формации Монреаль, однако не столь обильна.

В северной части впадины Квебек обеим формациям (Монреаль и Тетровиль) соответствуют известняки Невиль, имеющие одинаковые с ними характеристики. Мощность этой формации до 120 м.

Верхнеордовикские обломочные породы. Почти весь разрез верхнего ордовика представлен обломочными породами начиная с черных глин глинистых сланцев Лашин (на юге) и Лотбиньер (на севере), относящихся к группе Ютика. Мощность этих отложений, широко распространенных в пределах впадины Квебек, составляет, как правило, 90—120 м. В восточной прибортовой части впадины она, по-видимому, достигает 330 м. Породы представляют собой типичные эвксинные фации ** «черных сланцев», большей частью немых, но иногда со скоплениями граптолитов или иных планктонных организмов на плоскостях напластования. Ранее они добывались вблизи Дельсона для производства кирпича.

Глинистые сланцы Ютика подстилают формацию Николе-Ривер, относящуюся к группе Лорейн. Это мощная (до 800 м) толща известковистых сланцевых глин и песчаников с тонко переслаивающимися пластами известняков. Она повсеместно начинается 300-метровой пачкой глин, напоминающих ютикские, но в отличие от них не черных, а серых и содержащих местами морские окаменелости. Имеются также, преимущественно в верхней части разреза, линзы тонкозернистых песчаников (до 10 м) и известняков (до 1 м). Нижняя, глинистая, часть была вскрыта при земляных работах, связанных с неосуществленным проектом сооружения канала Св. Лаврентия, и разрабатывается в Лапрери в качестве сырья для кирпичного производства. Она хорошо обнажена в северной части впадины Квебек на обоих берегах р. Св. Лаврентия. Встречается многочисленная фауна, особенно часто брахиоподы *Strophomena* и *Catazyga*. Для базальных глин характерен трилобит *Cryptolithus*, для средней части разреза — *Proetus*. Встречаются гастроподы *Lophospira* и пелециподы *Pholadomorpha*, особенно в верхней части. Породы хорошо обнажены вдоль р. Николе ниже Сен-Леонара, где в разрезе без единого перерыва прослеживаются все 800 м этой формации — одно из наиболее впечатляющих обнажений в пределах данного региона.

Согласно на формации Николе-Ривер залегает 50-метровая формация Понтгравé-Ривер, относящаяся к группе Ричмонд. Она литологически подобна нижележащим отложениям, но более известковистая. Фауна довольно многочисленна и включает как виды, характерные для группы Лорейн, так и формы, встречаемые повсеместно в Северной Америке в пластах ричмондского возраста (ашгилл). Особенно часты крупные пелециподы (например, *Whitella*), единичные кораллы *Streptelasma*, а в самой верхней части разреза брахиоподы *Zygospira*. Породы довольно рыхлые, но образуют хорошие выходы вдоль многочисленных рек и ручьев — восточных притоков р. Св. Лаврентия.

Вверх по разрезу залегают мощные дельтовые субаэральные красноцветы, представленные алевролитами формации Беканкур-Ривер, образовавшимися в результате сноса продуктов интенсивного выветривания воздымавшихся Аппалачей. Мощность их в разрезе одной из буровых скважин превышает 7600 м. За редкими исключениями, они немые, однако эквивалентные им отложения Онтарио содержат позднеордовикскую (ричмондскую) фауну. К западу морские ричмондские отложения все более замещаются этими красноцветами. По-видимому, к концу ордовикского периода ими была покрыта бóльшая часть южных районов Квебека и Онтарио.

Девонские известняки. Другие литифицированные отложения в пределах впадины Квебек не обнаружены, хотя в брекчиях диатрем на о. Св. Елены (Монреаль) отмечаются обломки нижне- и среднедевонских известняков, свидетельствующие о былом наличии здесь ныне полностью уничтоженных эрозией девонских отложений.

Послеледниковые отложения. Эти отложения (самый поздний плейстоцен и голоцен) сплошным чехлом покрывают бóльшую часть площади впадины Квебек. Несортированный моренный материал сменяется континентальными песками и глинами приледниковых бассейнов, а выше — морскими глинами (с *Leda*) мощностью до 50 м и песками с *Saxicava*, редко превышающими в мощности 6 м (и те и другие отложились в ходе шамплейнского погружения впадины). Изостатическое поднятие обусловило почти полное отступление морских вод из впадины Квебек, в результате чего притоки р. Св. Лаврентия врезали глубокие долины, сформировав современный ландшафт.

Структура. В структурном отношении впадина Квебек представляет собой синклиналь (рис. 35). Западное крыло

---

* Массивные колонии кораллов округлой формы. — *Прим. пер.*

** Фации, формирующиеся в застойных или анаэробных условиях замкнутых и полузамкнутых водоемов, обычно с токсичными донными водами. — *Прим. пер.*

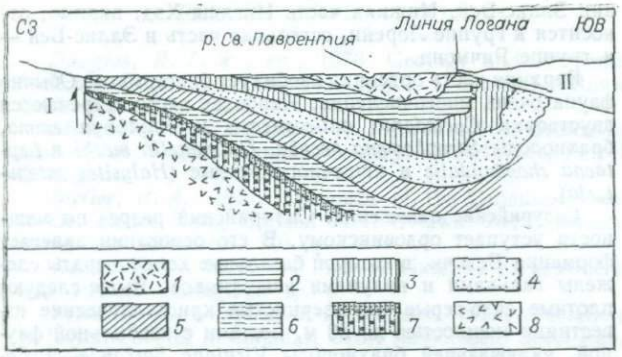


Рис. 35. Геологический профиль низменности Св. Лаврентия в Квебеке (с разрешения Департамента природных ресурсов Квебека).

1 — группа Куинстон; *2* — группа Лорен и морские слои Ричмонд; *3* — группа Ютика; *4* — группы Блэк-Ривер и Трентон; *5* — группа Чейзи; *6* — группа Бикмантаун; *7* — Потсдам (верхний и нижний); *8* — докембрий; *I* — лаврентиды; *II* — аппалачиды.

ее, если не считать мелких складок, осложняющих общую структуру, падает по направлению к оси под углом 2°. В пределах восточного крыла синклинали падение возрастает от оси на восток до вертикального; отмечается даже опрокинутое залегание пластов, обусловленное надвиганием с востока таконских скиб, при этом плоскость надвига воздымается в западном направлении. В нескольких километрах от самого западного надвига (линии Логана) пласты настолько нарушены, что стратиграфическую последовательность отложений здесь обнаружить не удается. Эта зона интенсивных деформаций именуется зоной смятия Сен-Жермен.

Кулисообразные сбросы западной прибортовой части впадины с опущенными восточными крыльями, по-видимому, уже существовали и были активны в докембрии и, вероятно, с тех пор многократно оживлялись. Даже в наши дни с ними, очевидно, связаны небольшие землетрясения, время от времени отмечающиеся в этом районе. Прочие сбросы, в особенности локализованные вблизи Монреаля, а также небольшие складки, о которых упоминалось выше, как полагают, связаны с постепенным формированием грабена.

Магматическая деятельность. Немногие известные в пределах впадины Квебек проявления интрузивной деятельности связаны с внедрением в раннем или среднем мелу (95—125 млн. лет назад) щелочной магмы, сформировавшей монтерегийские плутоны и ряд более мелких интрузивных тел — Маунтс-Ройял, Сен-Брюно, Сент-Илер, Джонсон, Ружемон и Ямаска; при этом последнее располагается по обе стороны от линии Логана. Эти интрузивы неравномерно размещены внутри полосы общего широтного простирания (рис. 35). Вне этой полосы, в пределах Аппалачской системы, находятся плутоны, выраженные в рельефе горами Бром, Шеффорд и Мегантик. Форма интрузивных тел еще не выяснена. Полагают, что они представляют собой некки, лакколиты и штоки. Нет никаких доказательств, что хотя бы некоторые из них при внедрении достигли земной поверхности и, таким образом, являются экструзивами; исключение составляет только диатрема на о. Св. Елены. В результате селективной эрозии эти тела в современном ландшафте выражены небольшими коническими холмами, возвышающимися над окружающей равнинной поверхностью.

Интрузивные породы представлены нефелиновыми сиенитами и более древними габбро. В некоторых породах, например в сиенитах Сент-Илер, обнаружены редкие и новые минералы. С сиенитовыми дайками и силлами ассоциируют лавсонит, велоганит и дрессерит.

Впадина Антикости

Граница между впадинами Квебек и Антикости недостаточно четкая. Литологические различия в большинстве формаций, развитых в обеих впадинах, свидетельствуют не только о фациальных изменениях, но и о наличии разделяющего их прерывистого аккумулятивного барьера. Породы, обнажающиеся в пределах впадины Антикости на северном берегу р. Св. Лаврентия, в 100 км ниже г. Квебека, литологически и фаунистически подобны отложениям впадины Квебек, выходящим на поверхность приблизительно до устья р. Сагеней. От этого места вплоть до островов Минган и Антикости обнажения коренных пород отсутствуют.

В южном направлении впадина Антикости протягивается предположительно до фронта Аппалачских структур (линия Логана, рис. 36), в восточном — до прол. Белл-Айл, на северном берегу которого выходы кембрийских песчаников и известняков приурочены к борту впадины. В недавние годы по материалам глубокого бурения на о. Антикости были получены новые данные, нашедшие свое отражение в работе У. Ролиффа [Roliff W. A., 1968]. Наиболее древние породы, обнажающиеся на Лабрадорском побережье прол. Белл-Айл, относятся к группе Брадор. Однако непрерывный разрез осадочного бассейна начинается с формации Ромен (канадского возраста), охватывающей без значительных перерывов временной интервал от ордовика до среднего силура. Мощность разреза около 2000 м; еще почти 1000 м вышележащих силурийских и девонских отложений скрыто водами моря в зал. Св. Лаврентия (между о. Антикости и линией Логана).

Пролив Белл-Айл. Породы нижней части разреза, имеющей раннекембрийский возраст, обнажаются на обоих берегах прол. Белл-Айл (табл. 6). Базальная формация Брадор сложена красноцветными немыми аркозами, конгломератами и песчаниками, а в кровле — белыми кварцевыми песчаниками. Вышележащая формация Форто представлена морскими глинистыми сланцами и известня-

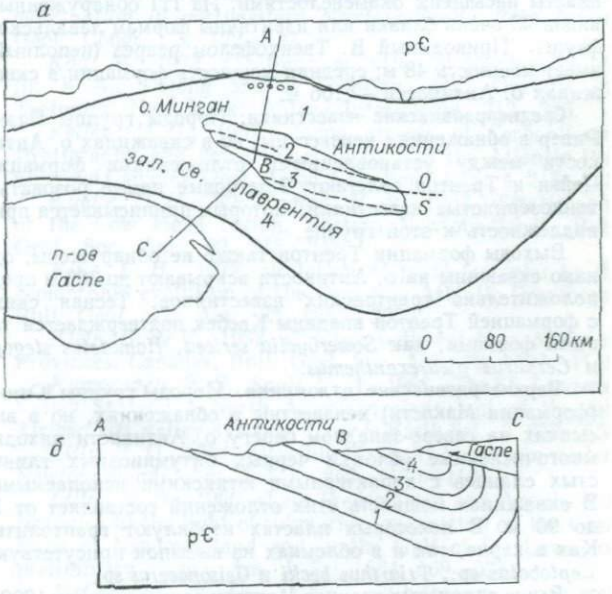


Рис. 36. Схематическая карта (*а*) и разрез части зал. Св. Лаврентия (*б*), на которых показан бассейн Антикости.

На разрезе-диаграмме отражена структура этого бассейна и предполагаемое соотношение отложений, залегающих на формации Шикотт с аппалачской серией п-ова Гаспе. *1* — формации Ромен-Макасти; *2* — формации Инглиш-Хед — Эллис-Бей; *3* — формации Бексчи-Шикотт; *4* — отложения, залегающие на формации Шикотт.

ками с археоциатовыми рифами. Формация Брадор сходна с отложениями Кови-Хилл и Шатоге собственно впадины Антикости и, возможно, имеет средне- или даже раннекембрийский возраст.

Эквиваленты формации Форто во впадине Квебек отсутствуют. В разрезе Ньюфаундлендского побережья имеется еще одна формация Хок-Бей (преимущественно песчаники с небольшим количеством известняков и глинистых сланцев), однако ее присутствие в разрезе впадины Антикости не является общепризнанным.

Острова Минган и Антикости

К северу от о. Антикости расположено более 20 небольших островков Минган, окаймляющих южный берег п-ова Лабрадор. Они сложены исключительно ордовикскими породами, которые узкой полосой выходят также и на материковом побережье. В этом разрезе выделяются две формации — преимущественно доломитовая Ромен (Бикмантаун) и преимущественно известняковая Минган (Чейзи).

Формация Ромен. На базальных песчаниках залегают преимущественно доломитовые породы, местами окремненные и содержащие пустоты. Как и в формации Боарнуа (впадина Квебек), окаменелости редки и плохой сохранности. *Cryptoroön steeli*, *Syntrophia lateralis* и *Bathyurus amplimarginatus* — единственные встреченные здесь формы из 37 видов, известных за пределами впадины Антикости; однако и они позволяют коррелировать эти отложения с верхней частью формации Боарнуа. Мощность формации в пределах островной группы Минган, вероятно, 80 м; к югу она быстро увеличивается, достигая на о. Антикости 380 м.

Формация Минган. Она несогласно залегает на отложениях Ромен и начинается базальными конгломератами и песчаниками, которые вверх по разрезу быстро сменяются известняками; в кернах скважин небольшие количества песка отмечены также ближе к кровле. Эти отложения напоминают формацию Лаваль впадины Квебек. Некоторые пласты насыщены окаменелостями. Из 111 обнаруженных видов 25 очень близки или идентичны формам лавальской фауны. Приводимый В. Твенхофелом разрез (неполный) имеет мощность 43 м; средняя мощность формации в скважинах о. Антикости — 106 м.

Среднеордовикские известняки. Породы группы Блэк-Ривер в обнажениях неизвестны, но в скважинах о. Антикости между установленными отложениями формаций Чейзи и Трентон залегают 2-метровые немые розоватые тонкозернистые известняки, которым приписывается принадлежность к этой группе.

Выходы формации Трентон также не обнаружены, однако скважины на о. Антикости вскрывают до 300 м предположительно трентонских известняков. Тесная связь с формацией Трентон впадины Квебек подтверждается такими формами, как *Sowerbyella sericea*, *Homotelus stegops* и *Ceraurus pleurexanthemus*.

Верхнеордовикские отложения. Породы группы Ютика (формация Макасти) неизвестны в обнажениях, но в высыпках на северо-западном берегу о. Антикости находят многочисленные обломки черных битуминозных глинистых сланцев с характерными ютикскими ископаемыми. В скважинах мощность этих отложений составляет от 15 до 90 м. В некоторых пластах изобилуют граптолиты. Как в керне, так и в обломках из высыпок присутствуют *Leptobolus* sp., *Triarthus becki* и *Geisonoceras* sp.

Выше глинистых сланцев Макасти залегает почти 1000 м глинистых сланцев, глинистых известняков и известняков, разделяющихся на нижнюю формацию Инглиш-Хэд (преимущественно глинистую, мощностью до 300 м) и верхнюю Вореаль (перемежающиеся известняки и глинистые сланцы мощностью свыше 600 м). Известняки Вореаль перекрыты 73-метровой толщей известняков формации Эллис-Бей. Нижняя часть Инглиш-Хэд, видимо, относится к группе Лорейн, остальная часть и Эллис-Бей — к группе Ричмонд.

Верхняя часть ордовика изобилует биогермами. Обычно фауна очень многочисленна. Наиболее часто встречаются двустворки *Cyrtodonta anticostiensis* и *Rhytimya emma*, брахиоподы *Strophomena hecuba*, *Dalmanella meeki* и *Leptaena rhomboidalis* и кишечнополостные (*Halysites catenularia*).

Силурийские отложения. Силурийский разрез по мощности уступает ордовикскому. В его основании залегает формация Бексчи, в которой базальные конгломераты сложены гальками и валунами известняков. Выше следуют плотные сизо-серые тонкозернистые кристаллические известняки мощностью до 80 м, местами с изобильной фауной, включающей брахиоподы *Virgiana barrandei* и *Camarotoechia neglecta* и мшанки *Phaenopora superba*.

Формации Ган-Ривер и Джупитер представлены преимущественно тонкослоистыми пепельно-серыми известняками. Толща Ган-Ривер (мощность 100 м) включает многочисленные коралловые рифы и пласты внутриформационных конгломератов. В формации Джупитер (180 м) конгломераты отсутствуют. Среди ископаемых наиболее часты брахиоподы *Brachyprion leda*, *Hyattidinia congesta junea*, *Triplesia anticostiensis* и *Virgiana barrandei*. Часто встречаются трилобиты *Phacops orestes*.

Верхняя часть силурийских отложений представлена криноидными и рифовыми известняками формации Шикотт. Из всего разреза на южном берегу о. Антикости обнажено всего 22 м. На основании находок органических ископаемых, из которых наиболее характерны кораллы *Chonophyllum canadense* и брахиоподы *Cyrtia myrtia*, формация Шикотт коррелируется с формацией Рочестер и частично с формацией Локпорт штата Нью-Йорк.

Наличие верхнесилурийских и девонских пород выше формации Шикотт не установлено, однако если исходить из подобия общего характера данной структуры с впадиной Квебек, очевидно, что эти отложения, мощностью не менее 1000 м, должны быть локализованы между южным берегом о. Антикости и линией Логана. В соответствии с этим общая мощность осадочных пород впадины Антикости предположительно составляет около 3000 м.

Структура. В пределах островной группы Минган отмечается падение пород под углом 1—2° к югу, поэтому на о. Антикости эти отложения залегают уже на глубине 1500 м, где они и были вскрыты глубокими скважинами. На о. Антикости ордовикские и силурийские отложения простираются в субширотном (280°) направлении и падают на юг под углом 2°; исключение составляют зоны, окаймляющие биогермы, где падение пород во все стороны от «куполов» достигает 20°.

Как на островах Минган, так и на о. Антикости в поверхностных обнажениях установлены небольшие нарушения. По геофизическим данным и с помощью аэрофотогеологических методов на о. Антикости выявлена система сбросов, в большинстве случаев ориентированных согласно общему простиранию структуры.

Интрузивная деятельность. Интрузивные породы обнаружены только на северном берегу о. Антикости, где они представлены двумя диабазовыми дайками, более или менее параллельными простиранию вмещающих пород. По данным калий-аргонового метода их возраст может быть датирован ранней юрой (178 ± 8 млн. лет).

Полезные ископаемые. Имеющиеся запасы известняков используются недостаточно. Глубокое поисковое бурение на о. Антикости не дало положительных результатов, поэтому вряд ли можно ожидать, что этот район окажется перспективным на газ. Скважины на акватории зал. Св. Лаврентия также не дали притоков газа.

Т. Г. Кларк

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Douglas, R. J. W., ed., 1970. Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1, 5th ed.). Ottawa: Geol. Surv. Can., 838 p.

McGrossan, R. G., Glaister, R. P., eds., 1964. Geological History of Western Canada. Calgary: Alberta Soc. Petrol. Geologists.

McGee, B. A., 1971. Thesaurus of the Canadian Index to Geoscience Data, Edition 71/1. Ottawa: Dept. Energy, Mines and Resources, 201 p.

Nelson, S. J., 1970. The Face of Time. Calgary: Alberta Soc. Petrol. Geologists, 133 p.

Price, R. A., Douglas, R. J. W., eds., 1972. «Variations in tectonic styles in Canada», Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 11, 688 p.

Smith, C. Y., ed., 1970. Background Papers on the Earth Sciences in Canada. Ottawa: Dept. Energy, Mines and Resources, 318 p.

Wanless, R. K., 1969. Isotopic Age Map of Canada. Ottawa: Dept. Energy, Mines and Resources, 1 : 5 000 000.

Арктический архипелаг

Dineley, D. L., 1971. «Arches and basins of the southern Arctic Islands of Canada», Proc. Geol. Assoc. Lond., 82, 411—443.

Douglas, R. J. W., Norris, D. K., Thorsteinsson, R., Tozer, E. T., 1963. «Geology and petroleum potentialities of northern Canada», Geol. Surv. Can., Pap. 63—31, 28 p.

Jeletzky, J. A., 1970. Marine Cretaceous Biotic Provinces and Paleogeography of Western and Arctic Canada. Ottawa: Dept. Energy, Mines, and Resources, 92 p.

Pitcher, M. G., ed., 1973. Arctic Geology. Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 19, 747 p.

Prest, V. K., 1970. «Quaternary geology of Canada», Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1, 5th ed.). Ottawa: Geol. Surv. Can., 677—764.

Sproule, J. C., Associates Ltd., 1972. Generalized Geological Map of Northern Canada and Adjacent Areas. Calgary: Intern. Geol. Eng. Consultants.

Thorsteinsson, R., 1974. «Carboniferous and Permian stratigraphy of Axel Heiberg Island and western Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago», Geol. Surv. Can., Bull. 224, 115 p.

Thorsteinsson, R., Tozer, E. T., 1970. «Geology of the Arctic Archipelago», Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1, 5th ed.). Ottawa: Geol. Surv. Can., 548—590.

Атлантические провинции Канады

Alcock, F. J., 1936. «Geology of the Chaleur Bay region», Geol. Surv. Can., Mem. 183.

Alcock, F. J., 1947. «The Appalachian region», in: R. J. W. Douglas, ed., Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1, 3rd ed.). Ottawa: Geol. Surv. Can., 98—155.

Aumento, F., 1966. «Zeolite minerals, Nova Scotia», in: W. H. Poole, ad., Guidebook, Geology of Parts of Atlantic Provinces. Toronto: Geol. Assoc. Can. and Mineral. Assoc. Can., 71—78.

Bartlett, G. A., Smith, L., 1971. «Mesozoic and Cenozoic history of the Grand Banks of Newfoundland», Can. J. Earth Sci., 8 (1), 65—84.

Bell, W. A., 1929. «Horton-Windsor District, Nova Scotia», Geol. Surv. Can. Mem. 155.

Belt, E. S., 1965. «Stratigraphy and paleogeography of Mabou Group and related Middle Carboniferous facies, Nova Scotia, Canada», Bull. Geol. Soc. Am., 76, 777—802.

Belt, E. S., 1969. «Newfoundland Carboniferous stratigraphy and its relation to the Maritimes and Ireland», Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 12, 734—753.

Bird, J. M., Dewey, J. F., 1970. «Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1031—1060.

Black, R. F., 1964. «Palaeomagnetic support o' the theory of rotation of the western part of the island of Newfoundland», Nature, 202 (4936), 945—948.

Brückner, W. D., 1966. «Stratigraphy and structure of west-central Newfoundland», in: W. H. Poole, ed., Guidebook, Geology of Parts of Atlantic Provinces. Toronto: Geol. Assoc. Can. and Mineral. Assoc. Can., 137—151.

Clifford, P. M., 1969. «Evolution of Precambrian massif of western Newfoundland», Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 12, 647—654.

Drake, C. L., Woodward, H. P., 1963. «Appalachian curvature wrench faulting, and offshore structures», Trans. N. Y. Acad. Sci., 26, 48—63.

Fairbairn, H. W., et al., 1966. «Whole-rock age and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ of volcanics underlying fossiliferous Lower Cambrian in the Atlantic provinces of Canada», Can. J. Earth Sci., 3, 509—521.

Gussow, W. C., 1953. «Carboniferous stratigraphy and structural geology of New Brunswick, Canada», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 37, 1713—1816.

Howie, R. D., Cumming, L. M., 1963. «Basement features of the Canadian Appalachians», Geol. Surv. Can. Bull., 89, 18 p.

Hughes, C. J., Brückner, W. D., 1971. «Late Precambrian rocks of eastern Avalon peninsula, Newfoundland — a volcanic island complex», Can. J. Earth Sci., 8, 899—915.

Hutchinson, R. D., 1952. «The stratigraphy and trilobite faunas of the Cambrian sedimentary rocks of Cape Breton Island, Nova Scotia», Geol. Surv. Can., Mem. 263.

Hutchinson, R. D., 1962. «Cambrian stratigraphy and trilobite faunas of southeastern Newfoundland», Geol. Surv. Can. Bull., 88.

Kay, M., 1972. «Dunnage mélange and lower Paleozoic deformation in northeastern Newfoundland», 24th Intern. Geol. Congr., 3, 122—133.

Kay, M., 1973. «Tectonic evolution of Newfoundland», in: K. A., Dejong and R. Scholten, eds., Gravity and Tectonics. New York: Wiley—Interscience, 313—326.

Kelley, D. G., 1967. «Some aspects of Carboniferous stratigraphy and depositional history in the Atlantic Provinces of Canada», Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 4, 213—228.

Kindle, C. H., Whittington, H. B., 1958. «Stratigraphy of the Cow Head region, western Newfoundland», Bull. Geol. Soc. Am., 69, 315—342.

King, L. H., 1972. «Relation of plate tectonics to the geomorphic evolution of the Canadian Atlantic Provinces», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 3083—3090.

Klein, G. de V., 1962. «Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada», Bull. Geol. Soc. Am., 73, 1127—1145.

Kumarapeli, P. S., Saull, V. A., 1966. «The St. Lawrence Valley System: a North American equivalent of the east African rift valley system», Can. J. Earth Sci., 3, 639—658.

Lilly, H. D., 1964. «Possible «Taconic» klippen in western Newfoundland», Am. J. Sci., 262, 1130—1135.

Lilly, H. D., 1966. «Late Precambrian and Appalachian tectonics in the light of submarine exploration on the Great Bank of Newfoundland and in the Gulf of St. Lawrence, preliminary views», Am. J. Sci., 264, 569—574.

McCartney, W. D., 1967. «Whitbourne map-area, Newfoundland», Geol. Surv. Can., Mem. 341.

McCartney, W. D., et al., 1966. «Rb/Sr age and geological setting of the Holyrood granite, south-east Newfoundland», Can. J. Earth Sci., 3, 947—957.

McDonald, B. C., 1971. «Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada», in: The Late Cenosoic Glacial Ages. New Haven: Yale Univ. Press, 331—353.

McGerrigle, H. W., 1950. «The geology of eastern Gaspé», Quebec Dept. Mines, Geol. Rept. 35.

McIver, N. L., 1972. «Cenozoic and Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf», Can. J. Earth Sci., 9, 54—70.

Neale, E. R. W., Béland, J., Potter, R. R., Poole, W. N., 1961. «A preliminary tectonic map of the Canadian Appalachian Region based on age of folding», Bull. Can. Inst. Mining. Met., 54, 687—694.

Poole, W. H., 1967. «Tectonic evolution of Appalachian region of Canada», Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 4, 9—51.

Poole, W. H., et al., 1970. «Geology of southeastern Canada, in: R. J. W. Douglas, ed., Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1). Ottawa: Geol. Surv. Can., 228—304.

Prest, V. K., 1970. «Quaternary geology of Canada», in: R. J. W. Douglas, ed., Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1). Ottawa: Geol. Surv. Can., 677—764.

Rodgers, J., 1965. «Long Point and Clam Bank formations», Proc. Geol. Assoc. Can., 16, 83—94.

Rodgers, J., 1970. The Tectonics of the Appalachians. New York: Wiley—Interscience, 271 p.

Rodgers, J., Neale, E. R. W., 1963. «Possible «Taconic» Klippen in western Newfoundland», Am. J. Sci., 261, 713—730.

Rose, E. R., et al., 1970. «Economic minerals of southeastern Canada», in: R. J. W. Douglas, ed., Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1). Ottawa: Geol. Surv. Can., 306—364.

Schenk, P. E., 1967. «The significance of algal stromatolites to paleoenvironmental and chronostratigraphic interpretations of the Windsorian Stage (Mississippian), Maritimes Provinces, Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 4, 229—243.

Schenk, P. E., 1971. «Southeastern Atlantic Canada, northwestern Africa and continental drift», Can. J. Earth Sci., 8 (10), 1218—1251.

Stevens, R. K., 1970. «Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic ocean», Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 7, 165—177.

Strong, D. F., Williams, H., 1972. «Early Paleozoic flood basalts of northwestern Newfoundland; their petrology and tectonic significance», Proc. Geol. Assoc. Can., 24 (2), 43—54.

Swett, K., Smit, D. E., 1972. «Paleogeography and depositional environments of the Cambro-Ordovician shallow marine facies of the North Atlantic», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 3223—3248.

Webb, G. W., 1969. «Paleozoic wrench faults in Canadian Appalachians», Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 12, 754—786.

Weeks, L. J., 1954. «Southeast Cape Breton Island, Nova Scotia», Geol. Surv. Can., Mem. 277.

Weeks, L. J., 1957. «The Appalachian region», in: C. H. Stockwell, ed., Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol., Ser. 1, 4th ed.). Ottawa: Geol. Surv. Can., 123—205.

Whittington, H. B., Kindle, C. H., 1969. «Cambrian and Ordovician stratigraphy of western Newfoundland», Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 12, 655—664.

Williams, H., 1964. «The Appalachians in northeastern Newfoundland — a two-sided symmetrical system», Am. J. Sci., 262, 1137—1158.

Williams, H., 1967. «Silurian rocks of Newfoundland», Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 4, 93—137.

Williams, H., 1969. «Pre-Carboniferous development of Newfoundland Appalachians», Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 12, 32—58.

Wilson, J. T., 1962. «Cabot Fault, an Appalachian equivalent of the San Andreas and Great Glen faults and some implications for continental displacement», Nature, 195 (4837), 135—138.

Wilson, J. T., 1966. «Did the Atlantic close and then reopen?», Nature, 211 (5050), 676—681.

Канадский щит

Darnley, A. G., Grasty, R. L., Charbonneau, B. W., 1972. «A radiometric profile across part of the Canadian Shield», Geol. Surv. Can. Pap., 70—46, 42 p.

Douglas, R. J. W., ed., 1970. Geology and Economic Minerals of Canada (Econ. Geol. Rept., 1, 5th ed.). Ottawa: Geol. Surv. Can., 838 p.

Fahrig, W. H., Wanless, R. K., 1963. «Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian Shield», Nature, 200 (4910), 934—937.

Pettijohn, F. J., 1943. «Archean sedimentation», Bull. Geol. Soc. Am., 54, 925—972.

Stockwell, C. H., 1964. «Fourth report on structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield», Geol. Surv. Can. Pap., 64—17, 1—21.

Stockwell, C. H., 1973. «Revised Precambrian time scale for the Canadian Shield», Geol. Surv. Can. Pap., 72—52, 4 p.

Zurbrigg, H. F., 1963. «Thompson mine geology», Trans. Can. Inst. Mining Met., 66, 227—236.

Канадские Кордильеры

Brown, A. S., 1968. «Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia», B. C. Dept. Mines Petrol. Res. Bull., 54, 226 p.

Gabrielse, H., 1967. «Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera», Can. J. Earth Sci., 4 (2), 271—297.

Geological Survey of Canada, 1969. Physiographic Regions of Canada (Map 1254A). Ottawa: Geol. Surv. Can., 1 : 5 000 000.

Gunning, H. C., ed., 1966. «Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera, a symposium», Can. Inst. Mining Met., Spec. Vol. 8.

Monger, J. W. H., Hutchinson, W. W., 1971. «Metamorphic map of the Canadian Cordillera», Geol. Surv. Can. Pap., 70—33, 61 p.

Wheeler, J. O., ed., 1970. «Structure of the southern Canadian Cordillera». Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 6, 166 p.

Провинция Великих равнин Канады

Alberta Society of Petroleum Geologists, 1960. Oil Fields of Alberta. Calgary: Alberta Soc. Petrol. Geologists, 272 p.

Alberta Society of Petroleum Geologists, 1969. Gas Fields of Alberta. Calgary: Alberta Soc. Petrol. Geologists, 407 p.

Geological Survey Canada, 1969. Geological Map of Canada (Map 1250A). Ottawa: Geol. Surv. Can., 1 : 5 000 000.

Webb, J. B., 1964. «Historical summary», Geological History of Western Canada. Calgary: Alberta Soc. Petrol. Geologists, 218—232.

Впадина Онтарио

Beards, R. J., 1967. «Guide to the subsurface Paleozoic stratigraphy of southern Ontario», Ont. Dept. Energy Res. Manag. Pap., 67—2.

Berdan, J. M., et al., 1969. «Siluro-Devonian boundary in North America», Bull. Geol. Soc. Am., 80, 2165—2174.

Bolton, T. E., 1957. «Silurian stratigraphy and palaeontology of the Niagara escarpment in Ontario», Geol. Surv. Can., Mem. 289, 145 p.

Bolton, T. E., 1966. «Silurian faunas of Ontario», Geol. Surv. Can. Pap., 66—5, 45 p.

Brigham, R. J., 1972. «Structiral geology of southwestern Ontario», Ont. Dept. Mines and North Affairs, Pap. 71—2, 110 p.

Coleman, A. P., 1933. «The Pleistocene of the Toronto region», Ontario Dept. Mines, 41, pt. 7, 1—55.

Douglas, R. J. W., et al., 1970. Geology and Economic Minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rep., 1, 838 p.

Dreimanis, A., 1969. «Late Pleistocene lakes in the Ontario and Erie Basins», 12th Conf. Great Lakes Res. Proc., 170—180.

Dreimanis, A., Karrow, P. F., 1965. «Southern Ontario», in: Intern. Assoc. Quaternary Rex. 7th Congr., Guide-Book. Nebraska Acad. Sci. 90—110.

Dreimanis, A., 1972. «Glacial history in the Great Lakes — St. Lawrence Region and the classification of the Wiconsin Stage», 24th Intern. Geol. Congr., pt. 12, 5—15.

Dreimanis, A., Terasmae, J., McKenzie, G. D., 1966. «The Port Talbot interstade of the Wisconsin glaciation», Can. J. Earth Sci., 3, 305—325.

Ferrigno, K. F., 1971. «Environmental influences on the distribution and abundance of conodonts from the Dundee limestone (Devonian), St. Marys, Ontario. Can. J. Earth. Sci., 8, 378—386.

Henderson, E. P., 1970. «Surficial geology: Brockville and Mallorytown», Geol. Surv. Can., Map 6—1470.

Hewitt, D. F., 1960. «The limestone industries of Ontario», Ont. Dept. Mines Indust. Mineral. Circ., 5, 177 p.

Hinde, G. J., 1877. «Glacial and interglacial strata of Scarborough Heights and other localities near Toronto, Ontario», Can. J., 15 (5), 388—413.

Hobson, G. D., Terasmae, J., 1969. «Pleistocene geology of the buried St. Davids Gorge, Niagara Falls, Ontario: geophysical and palynological studies», Geol. Surv. Can. Pap., 680—67, 16 p.

Hough, J. L., 1958. Geology of the Great Lakes. Urbana, 111; University Illinois Press, 313 p.

Johnston, W. A., 1912. «Geology of the Lake Simcoe area, Ontario; Brechin and Kirkfield sheets», Geol. Surv. Can. Rept., 1911, 253—261.

Johnston, W. A., 1914. «Geology of the Lake Simcoe area, Ontario; Beaverton, Sutton, and Barrie Sheets», Geol. Surv. Can. Rept., 1912, 294—300.

Karrow, P. F., 1967. «Pleistocene geology of the Scarborough area», Ont. Dept. Mines Geol. Rept., 46, 108 p.

Karrow, P. F., Clark J. R., Terasmae, J., 1961. «The age of Lake Iroquois and Lake Ontario», J. Geol., 69, 659—667.

Lewis, C. F. M., 1969. «Late Quaternary history of lake levels in the Huron and Erie Basins», 12th Conf. Great Lakes Res. Proc., 250—270.

Liberty, B. A., 1969. «Paleozoic geology of the Lake Simcoe Area, Ontario», Geol. Surv. Can., Mem. 355, 201 p.

Liberty, B. A., Bolton, T. E., 1971. «Paleozoic geology of the Bruce Peninsula Area, Ontario», Geol. Surv. Can., Mem. 360, 163 p.

Martini, I. P., 1971. «Grain orientation and paleocurrent systems in the Thorold and Grimsby sandstones (Silurian)», J. Sed. Petr., 41, 425—435.

Mörner, N. A., 1972. «When will the present interglacial end?», Quat. Res., 2 (3), 341—349.

Mott, R. J., 1968. «A radiocarbon-dated marine algal bed of the Champlain Sea episode near Ottawa, Ontario», Can. J. Earth Sci., 5 (2), 319—324.

Mukherji, K. K., 1969. «Supratidal carbonate rocks in the Black River (Middle Ordovician) Group of southwestern Ontario, Canada», J. Sed. Petr., 39, 1530—1545.

Okulitch, V. J., 1939. «The Ordovician section at Coboconk, Ontario», Roy. Can. Inst., 22, 319—339.

Oliver, W. A., et al., 1967. «Devonian of the Appalachian Basin», in: Intern. Symp. Devonian System, vol. I. Calgary: Alberta Soc. Petr. Geologists, 1001—1040.

Pollock, C. A., Rexroad, C. B., Nicoll, R. S., 1970. «Lower Silurian conodonts from northern Michigan and Ontario», J. Paleont., 44, 743—764.

Prest, V. K., 1970. «Quaternary geology of Canada», in: R. J. W. Douglas, ed., Geology and Economic Minerals of Canada. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept., 1, 677—764.

Rexroad, C. B., Rickard, L. V., 1965. «Zonal conodonts from Silurian strata of the Niagara gorge», J. Paleont., 39, 1217—1220.

Sanford, B. V., 1965. «Salina salt beds, southwestern Ontario», Geol. Surv. Can. Pap., 65—9, 7 p.

Sanford, B. V., 1967. «Devonian of Ontario and Michigan», in: Intern. Symp. Devonian System, vol. I. Calgary: Alberta Soc. Petr. Geol., 973—999.

Sanford, 1969. «Silurian of southwestern Ontario», Ont. Petrol. Instit. Proc., 8th Ann. Conf.

Sly, P. G., Lewis, C. F. M., 1972. «The Great Lakes of Canada — Quaternary geology and limnology», 24th Internat. Geol. Congr., Field Excursion A43, 92 p.

Stauffer, C. R., 1915. «Devonian of Southwestern Ontario», Geol. Surv. Can., Mem. 34.

Stumm, E. C., Wright, J. D., 1958. «Check list of fossil invertebrates described from the Middle Devonian rocks of the Thedford—Arkona region of southwestern Ontario», Mich. Univ. Mus. Paleont. Contr., 14 (7), 81—132.

Terasmae, J., 1960. «A palynological study of Pleistocene interglacial beds at Toronto, Ontario», Geol. Surv. Can. Bull., 56, 24—60.

Terasmae, J., 1965. «Surfacial geology of the Cornwall and St. Lawrence Seaway project areas, Ontario», Geol. Surv. Can. Bull., 121, 54 p.

Terasmae, J., Karrow, P. F., Dreimanis, A., 1972. «Quaternary stratigraphy and geomorphology of the eastern Great Lakes region of southern Ontario», 24th Intern. Geol. Congr., Field Excursion A 42, 75 p.

Williams, M. Y., 1919. «The Silurian geology and faunas of the Ontario Peninsula, Manitoulin Island and adjacent islands», Geol. Surv. Can., Mem. 111, 195 p.

Wilson, A. E., 1946. «Geology of the Ottawa-St. Lawrence lowland, Ontario and Quebec», Geol. Surv. Can., Mem. 241, 65 p.

Winder, C. G., 1960. «Paleoecological interpretation of Middle Ordovician stratigraphy in southern Ontario, Canada», 21st Intern. Geol. Congr., Copenhagen, pt. 7, 18—27.

Winder, C. G., 1962. «Upper Devonian age of the Kettle Point shale», Roy. Soc. Canada Trans., 56, 85—95.

Winder, C. G., 1966. «Conodont zones and stratigraphic variability in Upper Devonian rocks, Ontario». J. Paleont., 40, 1275—1293.

Winder, C. G., 1967. «Micropaleontology of the Devonian in Ontario», in: Intern. Symp., Devonian System, vol. II. Calgary: Alberta Soc. Petr. Geologists, 711—719.

Winder, C. G., Sanford, B. V., 1972. «Stratigraphy and paleontology of the Paleozoic rocks of southern Ontario», 24th Intern. Geol. Congr., Field Excursion A 45 — C 45, 75 p.

Регион Скалистых гор и Восточных Кордильер

Bally, A. W., Gordy, P. L., Stewart, G. A., 1966. «Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains», Bull. Can. Petrol. Geologists, 14 (3), 337—381.

Berry, M. J., Jacoby, W. R., Niblett, E. R., Stacey, R. A. 1971. «A reviw of geophysical studies in the Canadian Cordillera», Can. J. Earth Sci., 8, 1—14.

Dahlstrom, C. D. A., 1970. «Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains», Bull. Can. Petrol. Geologists, 19 (3), 332—406.

Cabriels, H., 1972. «Younger Precambrian of the Canadian Cordillera», Am. J. Sci., 272, 521—536.

King, P. B., 1969. «The tectonics of North America — a discussion to accompany the Tectonic Map of North America Scale 1 : 5 000 000», U. S. Geol. Surv. Prof., Pap., 628, 95 p.

Monger, J. W. H., Souther, J. G., Gabrielse, H., 1972. «Evolution of the Canadian Cordillera: a plate-tectonic model», Am. J. Sci., 272 (7), 577—602.

Price, R. A., Mountjoy, E. W., 1970. «Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers, a progress report», Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 6, 7—26.

Wheeler, J. O., ed., 1970. «Structure of the southern Canadian Cordillera», Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 6, 166 p.

Низменность р. Св. Лаврентия в Квебеке

Bolton, T. E., 1971. «Geological map and notes on the Ordovician and Silurian litho- and biostratigraphy, Anticosti Island», Geol. Surv. Can. Pap., 71—19, 44 p.

Clark, T. H., 1972. Montreal Area (Geol. Rept. 152). Quebec: Quebec Dept. Nat. Res.

Gadd, N. R., McDonald, B. C., Shilts, W. W., 1971. «Deglaciation of southern Quebec», Geol. Surv. Can. Pap., 71—47, 19 p.

Roliff, W. A., 1968. «Oil and gas exploration — Anticosti Island, Quebec», Proc. Geol. Assoc. Can., 19, 31—36.

Wagner, F. J. E., 1970. «Faunas of the Pleistocene Champlain Sea», Bull. Dept. Energy, Mines and Resources, Ottawa, 180, 104 p.

МЕКСИКА

Мексика (Мексиканские Соединенные Штаты) — самая небольшая (площадь 1 969 269 км²) страна из трех, расположенных в пределах Североамериканского материка. Кроме основной континентальной территории, занимающей южную (1/6) часть Северной Америки, в состав Мексики входят п-ова Калифорния и Юкатан (часть), а также более 250 островов, приуроченных к Тихоокеанскому и Атлантическому побережьям.

С геоморфологической точки зрения северная граница Центральной Америки проходит по перешейку Теуантепек, однако государственная граница Мексики (с Гватемалой и Белизом) расположена значительно южнее; с учетом этого Мексика занимает также северную часть Центральной Америки. С другой стороны, если исходить из принципов геолого-тектонического районирования и выделения таких основных морфоструктурных элементов, как складчатый пояс Восточной Сьерра-Мадре, который прослеживается в Северной Гватемале и Белизе и даже заходит в пределы северной части Гондураса, следовало бы передвинуть южную границу Североамериканского материка до 15° с. ш. Таким образом, еще не существует однозначного решения этого вопроса, и можно рассматривать территорию Мексики, расположенную юго-восточнее перешейка Теуантепек, как часть материка Северной Америки либо как часть Центральноамериканского перешейка. Впрочем, антропологические соображения, основанные на размещении индейцев майя и распределении их культуры (местонахождения майя шире представлены в северных центральноамериканских странах), говорят в пользу отнесения южной части Мексики, находящейся за перешейком Теуантепек (включая п-ов Юкатан), к Центральной Америке.

Геоморфология

Имеется несколько вариантов геоморфологического районирования Мексики. Наиболее удачный из них осуществлен Э. Райшем [Raisz E., 1959]. На основе аэрофотоснимков всей территории страны он составил очень детальную блок-диаграмму. Позднее по этим данным, а также используя некоторые опубликованные карты и статьи, он разработал схему геоморфологического районирования. Выделенные Э. Райшем основные подразделения приведены на рис. 1.

Полуостров Калифорния (Нижняя Калифорния). Этот узкий полуостров длиной 1700 км и шириной 50—100 км протягивается от границы со штатом Калифорния (США) в юго-восточном направлении и омывается на западе Тихим океаном. Он представляет собой преимущественно пустынную или полупустынную область. Простирающийся вдоль его северной части Полуостровной хребет сложен в основном крупными интрузивными телами — батолитами, окаймленными на западе метаморфическими и осадочными породами мезозоя, а на востоке кайнозойскими вулканогенными и осадочными толщами. В целом полуостров, очевидно, является крупным блоком, отделившимся от материка приблизительно 50 млн. лет назад.

Провинция Погребенных гор. Располагается главным образом в пределах пустыни Сонора. Характеризуется наличием отдельно расположенных, глубоко расчлененных горных хребтов, сложенных гранитоидами и метаморфическими породами. Эти хребты образованы меридиональными блоками, разделенными широкими впадинами — долинами, которые выполнены верхнекайнозойским аллювием, иногда эоловыми песками: здесь наблюдается останцовый ландшафт. Происхождение рельефа этого района отчасти обусловлено теми же процессами, которые образовали провинцию Бассейнов и Хребтов на юго-западе США. В значительной мере формированию рельефа Соноры способствовал обильный снос обломочного материала с гор Западной Сьерра-Мадре, расположенной к востоку от рассматриваемого района.

Западная **Сьерра-Мадре.** Это область развития сливающихся между собой вулканических плато с умеренно расчлененным рельефом, образованных преимущественно риолитовыми и риолито-дацитовыми пирокластическими потоками, горизонтально или полого залегающими на высоте до 2000 м над уровнем моря.

Поскольку основные влагонасыщенные воздушные массы поступают с запада и содержание влаги в них падает ко времени достижения ими самых высоких вершин, то расположенная восточнее провинция Хребтов и Впадин, а также Центральная меса (плато) представляют собой районы дождевой тени (защищенные от осадков).

Провинция Хребтов и Впадин. Она сходна с областью развития Погребенных гор, хотя и не идентична ей. Сходство заключается в том, что эта провинция также представляет собой продолжение в пределы Мексики провинции Бассейнов и Хребтов юго-запада США. Рельеф данного района представлен изолированными хребтами северо-западного простирания, разделенными широкими впадинами (больсонами), как правило, бессточными; образование этих депрессий обусловлено третичной глыбовой тектоникой. Хребты сложены интенсивно дислоцированными осадочными породами мезозоя, преимущественно нижнемеловыми известняками. Провинция расположена между горами Западная и Восточная Сьерра-Мадре; с юга она ограничена Поперечным хребтом Восточной Сьерра-Мадре. Средние превышения территории около 1500 м над уровнем моря.

Центральная меса. Это по существу та же провинция Хребтов и Впадин, только расположенная к югу от Поперечного хребта. Она протягивается почти до 20° с. ш., т. е. практически до северных границ Неовулканического

плато. Кайнозойское выполнение впадин здесь более мощное, чем в области развития Хребтов и Впадин, что объясняется бессточным характером последних.

В позднем кайнозое Неовулканическое плато образовало огромную широтную «плотину», перекрывшую ранее существовавший сток на юг. В южной части провинции располагается область Байо со своеобразным рельефом чередования небольших замкнутых котловин и округлых холмов.

Восточная Сьерра-Мадре. Представляет собой мексиканскую часть складчато-сбросовой зоны форланда Североамериканских Кордильер. Она характеризуется развитием антиклиналей, выраженных хребтами субмеридионального (север-северо-западного) простирания, разделенных синклинальными долинами. Некоторые из хребтов достигают абсолютных высот 3000 м (в среднем они составляют 2000 м). Складчатый пояс Восточной Сьерра-Мадре образовался на месте позднеюрской — раннемелоповой миогеосинклинали, располагавшейся к западу от палеозойского кратона, игравшего роль форланда в период проявления раннеэоценового орогенеза. Восточная Сьерра-Мадре протягивается из Юго-Западного Техаса (от гор Куитман) через всю Мексику (до гватемальской границы), затем продолжается в Северной Гватемале, на юге Белиза и заходит в пределы северной части Гондураса. На востоке и севере эти горы окаймляют Примексиканскую равнину и низменность п-ова Юкатан. На западе и юго-западе рассматриваемая провинция граничит с провинциями Хребтов и Впадин, Центральной месы и Южной Сьерра-Мадре.

Примексиканская равнина. За исключением северной ее части, занятой главным образом речной системой Рио-Гранде (Рио-Браво-дель-Норте), она представляет собой низменную область, сложенную обломочными осадками кайнозоя, снесенными с гор Восточной Сьерра-Мадре. Кайнозойские отложения погружаются, как правило, к заливу; в этом направлении на поверхности обнажаются все более молодые толщи. У широты тропика Рака над кайнозойской равниной воздымаются горы, сложенные пологосладчатыми мезозойскими породами — Сьерра-де-Сан-Карлос и Сьерра-де-Тамаулипас; далее на юг и юго-восток осадочные толщи перекрыты позднекайнозойскими вулканитами, главным образом базальтами (вулканы Тустла). В северной части перешейка Теуантепек кайнозойские осадки прорваны соляными куполами, с которыми связаны крупные нефтяные месторождения и другие проявления полезных ископаемых.

Неовулканическое плато *. Оно пересекает территорию Мексики между 18° и 20° с. ш., протягиваясь от Тихого океана до Мексиканского залива. Здесь расположены высочайшие горы страны — два величественных стратовулкана Орисаба (5747 м) и Попокатепетль (5452 м). Породы, слагающие это плато, относятся к позднекайнозойскому возрасту. Наиболее ранние вулканиты — это преимущественно риолито-дациты, самые поздние — оливиновые базальты. Вулканогенная толща, состоящая из слившихся лавовых потоков и связанных с ними вулканокластических образований, имеет максимальную мощность свыше 1000 м, а среднее превышение поверхности плато над уровнем моря составляет 2000 м. На территории этой провинции расположены крупнейшие города Мексики, в том числе ее столица Мехико.

Южная Сьерра-Мадре. Практически вся площадь Мексики, расположенная южнее Неовулканического плато и к югу и юго-западу от Восточной Сьерра-Мадре, входит в состав геоморфологической провинции Южная Сьерра-Мадре (Сьерра-Мадре-дель-Сур). Это район со значительным расчленением рельефа, дренируемый реками Бальсас, Атояк и другими бассейна Тихого океана. Если бы не позднекайнозойские излияния Неовулканического плато, Центральная меса, находящаяся к югу от Поперечного

* Поперечная Вулканическая Сьерра. — *Прим. пер.*



Рис. 1. Геоморфологические провинции Мексики [Raisz E., 1959].

1 — Восточная Сьерра-Мадре; *2* — Западная Сьерра-Мадре; *3* — Погребенные горы; *4* — Южная Сьерра-Мадре; *5* — Центральная меса (плато); *6* — складчатые горы; *7* — нагорье Чьяпас-Гватемала.

хребта Восточной Сьерра-Мадре, возможно, имела бы такой же расчлененный рельеф, как и современная поверхность Южной Сьерра-Мадре. Разрез здесь представлен: а) докембрийскими и раннепалеозойскими метаморфическими и интрузивными (граниты) породами; б) складчатыми морскими и континентальными осадочными и вулканогенными образованиями мезозоя; в) третичными континентальными обломочными отложениями и преимущественно кислыми вулканитами. Живописное южное побережье Мексики — это по существу затопленный берег с относительно узкой полосой прибрежной равнины.

Полуостров Юкатан. Это низменность, сложенная горизонтально залегающими миоценовыми известняками, испещренными карстовыми воронками («ксенотес»); общий геоморфологический облик и геологический разрез провинции очень сходны с таковыми Флориды.

Две главные природные границы Мексики — Тихий океан на юге и западе и Мексиканский залив на востоке — имеют совершенно различный характер. У Тихоокеанского побережья континентальный шельф практически отсутствует, а вдоль побережья Мексиканского залива он очень хорошо развит, причем местами ширина шельфа превышает 100 км.

История геологического развития

Докембрий. Древнейшие геологические образования Мексики — граниты и метаморфические породы, широко развитые на северо-западе Соноры. Эти породы, несомненно, представляют собой часть среднедокембрийского (абсолютный возраст около 1700 млн. лет) кратона, продолжение расположенного на территории юго-западных районов США. Кратон образовался на месте эвгеосинклинали, консолидировавшейся около 1700 млн. лет назад, и на протяжении остальной части докембрия подвергся денудации и пенепленизации.

На востоке Мексики в позднем докембрии сформировалась другая геосинклиналь — ныне так называемый Оахаканский складчатый пояс, куда поступали значительные массы обломочного материала с разрушавшихся на западе выходов нижнедокембрийских пород. Приблизительно в 150 км к востоку от края этого древнедокембрийского массива в зоне меридионального простирания преобладала активная вулканическая деятельность. Продукты ее, главным образом туфы, также накапливались в Оахаканской геосинклинали, которая, возможно, была продолжением

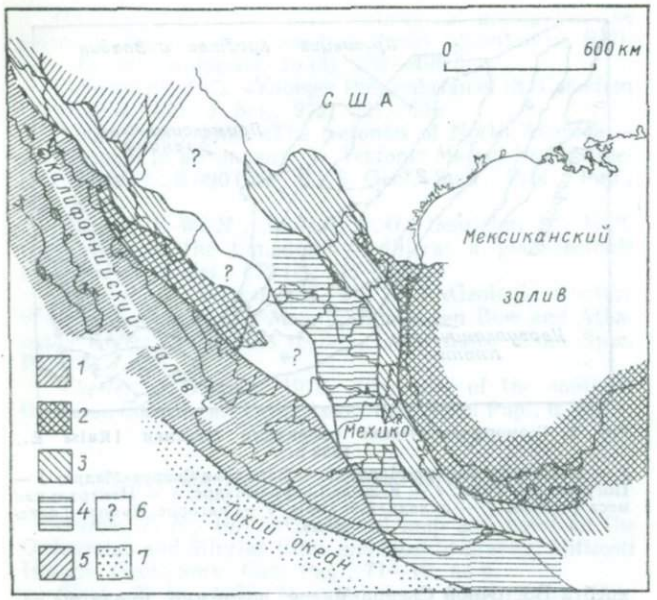


Рис. 2. Складчатые пояса Мексики, сформированные отложениями от докембрийского до мезозойского возраста, по З. де Черна, 1969 г.

1 — эвгеосинклинальные осадки триасо-мелового возраста и связанные с ними интрузии; *2* — палеозойские эвгеосинклинальные отложения и связанные с ними интрузии; *3* — миогеосинклинальные осадки палеозоя и обломочные отложения (кластогенный клин); *4—5* — докембрийские метаморфические породы: *4* — с возрастом 900 млн. лет, *5* — с возрастом 1600 млн. лет, *6* — породы неустановленного возраста; *7* — океаническая кора.

Гренвильской геосинклинали Юго-Восточной Канады и северо-востока США.

Определенных доказательств существования такой взаимосвязи пока еще нет, поэтому приведенная нами палеогеографическая интерпретация основывается на петрологических и структурных данных, а также на результатах определения абсолютного возраста пород. Оахаканский складчатый пояс был сформирован около 900 млн. лет назад и причленился к расположенному западнее древнедокембрийскому массиву. Тем самым расширилась область древнего кратона, оказавшего существенное влияние на характер осадконакопления и тектоническое развитие региона в палеозое (рис. 2).

Палеозой. По существу седиментация палеозойского типа началась в Северо-Западной Мексике уже в конце докембрия, когда накопилась почти 2000-метровая толща обломочных и карбонатных пород с *Collenia*. Вверх по разрезу эта толща согласно переходит в нижнекембрийские карбонатные породы с *Olenellus*. В данном платформенном районе, переходном к расположенной западнее миогеосинклинали, общая мощность палеозоя составляет около 2700 м. Он сложен преимущественно карбонатными породами, в толще которых отмечается несколько крупных несогласий, образовавшихся вследствие временных регрессий моря.

Вдоль современного западного материкового побережья Мексики палеозойские породы в виде изолированных останцов сохранились лишь в немногих местах. Их эрозии и разрушению способствовали геологические события, имевшие место на рассматриваемой территории на протяжении мезозойской эры. Более того, редкие палеозойские останцы, сохранившиеся к концу мезозоя, были в значительной степени перекрыты обширными покровами третичных вулканитов, слагающих район гор Западной Сьерра-Мадре.

Нижний палеозой, установленный до сих пор только в Восточной и Северо-Восточной Мексике, вблизи г. Оахака, представлен тремадокскими (верхнекембрийскими—нижнеордовикскими) отложениями. В других местах самые ранние осадочные образования имеют ордовикский или среднесилурийский возраст. Отсутствие более древних осадков объясняется, возможно, тем, что в кембрийский период Мексиканский кратон представлял собой высокое нагорье, возвышавшееся над окружающей территорией; вследствие этого восточное море не распространялось в западном направлении за линию современных гор Восточной Сьерра-Мадре. На севере штата Чиуауа седиментация продолжалась непрерывно, по существу в течение всего палеозоя. Разрез сложен преимущественно карбонатными породами мощностью около 1000 м, накопившимися на шельфе миогеосинклинальной части мексиканской палеозойской ортогеосинклинали Хуастека.

На востоке Центральной Мексики, у широты тропика Рака, палеозойский разрез содержит отложения от среднесилурийских до пермских и имеет общую мощность около 1500 м. Фундамент, на котором залегают среднесилурийские образования, сложен докембрийскими гнейсами гренвильского возраста и хлоритовыми сланцами; последние находятся в тектоническом контакте с гнейсами и имеют предположительно таконский возраст. Верхняя часть силура сложена известняками и глинистыми сланцами и переходит вверх по разрезу в девонские глинистые сланцы, новакулиты * и песчаники, а выше — в отложения нижнемиссисипского флиша. Пенсильванский флиш, отложившийся на эрозионной поверхности миссисипия, постепенно сменяется нижнепермским флишем.

На юге штата Пуэбла и в северо-западной части штата Оахака палеозой представлен тремадокскими известковистыми глинистыми сланцами (мощность 30 м), несогласно перекрытыми почти 600-метровой толщей девонско-пермского флиша. Однако примыкающие к этому району гренвильские гнейсы докембрийского фундамента перекрываются аллохтонным комплексом метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, на которых в свою очередь несогласно залегают пермо-карбоновые флишевые отложения с редкими карбонатными пластами, содержащими криноидеи. Изотопными методами для метавулканитов аллохтона определен ордовикский возраст, соответствующий времени проявления таконской складчатости. На самом юго-востоке Мексики, у границы с Гватемалой, наиболее древние палеозойские отложения представлены пенсильванским (?) флишем мощностью 2000 м, перекрытым морскими нижнепермскими карбонатными породами мощностью 1500 м.

Палеозойский магматизм, проявившийся в вулканической деятельности на протяжении кембрия (?) и ордовика в эвгеосинклинальной части ортогеосинклинали Хуастека, представлен породами таконского аллохтона на территории штатов Тамаулипас, Нуэво-Леон и на юго-востоке Пуэбла. В юго-восточной части Пуэбла недавно был выявлен позднеордовикский гранодиоритовый шток, а в штатах Оахака и Чьяпас имеется несколько гранитных плутонов предположительно среднепалеозойского возраста. Одновозрастный им гранитный плутон известен в окрестностях Мансанильо (штат Колима). Изотопные исследования концентрата обломков циркона из верхнемеловых песчаников на севере Центральной Мексики также показали среднепалеозойский возраст, свидетельствующий о том, что цирконы поступал в осадки из разрушавшихся среднепалеозойских гранитов, скрытых ныне под третичными вулканитами.

---

* Новакулит — плотная кремнистая осадочная порода с однородной структурой; рассматривается как продукт первичного осаждения кремнезема в геосинклинальных условиях. — *Прим. пер.*

Как общий характер стратиграфического разреза, так и локальные взаимоотношения отдельных толщ указывают на то, что первые орогенические движения в палеозое Мексики произошли на участке между 18 и 24° с. ш. в зоне современных гор Восточной Сьерра-Мадре и прилегающей части Примексиканской равнины. Возможно, в результате образования крупного шва в эвгеосинклинали и формирования вдоль него поднятия (непрерывно воздымавшегося в ордовикский период), в ходе упомянутой выше орогенической фазы возникли гравитационные оползни, что привело к перекрытию аллохтонными массами докембрийского кратона. Это тектоническое событие произошло после раннего ордовика, но до отложения среднесилурийских пород, и, таким образом, оно коррелируется с таконским орогенезом Канады и северо-востока США.

Второй этап диастрофизма связан с концом миссисипского века: нижний миссисипий со значительным несогласием перекрыт пенсильванием. Эта фаза складчатости сопоставима с первыми позднепалеозойскими деформациями востока и юго-востока Северной Америки (аппалачский орогенез).

Третий, наиболее интенсивный этап палеозойской складчатости в Мексике произошел в поздней перми, по-видимому частично захватив и ранний триас. Эти движения, в результате которых окончательно сформировался складчатый пояс Хуастека, объединяются под названием коауильского орогенеза, который проявился складко- и надвигообразованием, проходившими в направлении с востока на запад.

В стратиграфическом разрезе Северо-Западной Мексики отразились три фазы, имевшие место в палеозое в западной геосинклинали. Однако имеющиеся стратиграфические перерывы нелегко оценить только с позиции тектонических событий. Отмечается несогласное налегание пород верхнего девона на среднекембрийские, в ряде мест в центре штата Сонора имеются останцы пород нижнего ордовика. Оказывается, таким образом, что регион испытал наклон и крупномасштабную эрозию в силуре или раннем девоне. Второй период поднятия и эрозии был приурочен к концу миссисипия и началу пенсильвания; возможно, это было связано с внедрением гранитных штоков и батолитов. Последние палеозойские движения произошли в самом конце перми и привели к складчатости и формированию разрывов; эти движения относят к так называемой сонорской орогении.

Мезозой. В течение временно́го интервала, наступившего после перми и закончившегося перед поздним триасом, Мексика была разделена на четыре сегмента четырьмя поперечными разломами субширотного запад-северо-западного простирания. Самым северным из них является зона разломов с правосторонним боковым смещением — так называемый Техасский линеамент. Южнее расположена зона левосторонних сдвигов Торреон—Монтеррей, далее к югу — система правосторонних сдвигов Сакатекас и, наконец, Мексиканская зона разломов, вновь с правосторонними смещениями. Наибольших масштабов достигало западное смещение вдоль Техасского линеамента — около 400 км. К югу смещение уменьшается (до 100 км и менее вдоль Мексиканской зоны разломов). Очевидно, что эти движения были связаны с раскрытием Атлантического океана и с западным дрейфом обеих Америк.

В результате боковых смещений докембрийско-палеозойского фундамента (кратона) характер мезозойской седиментации контролировался палеорельефом, характеризовавшимся другим размещением орографических единиц. Если характер палеозойской седиментации был обусловлен источниками сноса, располагавшимися на востоке страны (в районе современного побережья Мексиканского залива) и в меньшей мере на северо-западе и западе, то разрез мезозоя свидетельствует о том, что в геологическом развитии всей территории Мексики в этот период основную роль играло развитие ее западной части.

В Северо-Западной Мексике триасовая толща обломочных пород мощностью 1500 м, содержащих эвапориты и угли, замещается к западу нормально-морским глинисто-карбонатным разрезом миогеосинклинального характера мощностью около 1700 м. Далее в западном направлении миогеосинклинальные отложения сменяются эвгеосинклинальными; этот вывод сделан на основании находок кварцитов, аспидных сланцев и метавулканитов на п-ове Калифорния, который в триасовый период примыкал в Соноре.

В центре и на востоке центральной части Мексики, в непосредственной близости и в пределах самого складчато-сбросового пояса, сформировавшегося под воздействием коауильской орогенической фазы и впоследствии подвергшегося смещениям по поперечным разломам, в позднем триасе — ранней юре возникли грабены, заполнившиеся континентальными обломочными красноцветами и сопутствующими вулканитами. В эвксинных * условиях на месте современной Примексиканской низменности в ранней юре накапливались черные глинистые сланцы.

В конце ранней юры в эвгеосинклинали началось формирование тектонического поднятия, сопровождавшееся метаморфизмом и анатексисом **. С воздымавшейся суши на восток, на площадь докембрийско-палеозойского кратона, были надвинуты один или несколько аллохтонов, сложенных вулканогенными комплексами, развитыми на западе Мексики. Эти аллохтоны наверняка достигали центральных частей страны, так как они были обнаружены в районе городов Сакатекас и Гуанахуато. Перемещавшиеся к востоку гравитационные покровы или надвиговые плиты вызывали пологую складчатость красноцветов, вулканитов и черных глин.

Эти движения, имевшие место на границе ранней и средней юры, обычно соответствуют надвиговой фазе Сакатекас мексиканского геотектонического цикла, в ходе которого начал раскрываться Мексиканский залив. Возможно, что триасовые красноцветы, выполняющие грабен на северо-востоке Мексики, аналогичны группе Нью-Арк востока Северной Америки. По мнению Г. Мура и Л. Кастильо [Moore G. W., Castillo L., de, 1974], на протяжении юрского периода Мексиканский залив раскрылся наполовину. Океаническая циркуляция в нем была ограничена, что привело к накоплению мощных толщ солей, протянувшихся от Алабамы до южного борта залива.

После этих деформаций в средней юре в изогнутой, извилистой в плане впадине на востоке Мексики началось отложение молассовых толщ, представленных угленосными континентальными обломочными породами, эвапоритами и, наконец, в оксфорде нормальными морскими осадками. Этот позднеюрско-неокомский прогиб обычно называется Мексиканской геосинклиналью и представляет собой автогеосинклиналь ***, ограниченную на западе докембрийскими и верхнетриасово-нижнеюрскими метаморфическими породами, а на востоке глубоко эродированными и интенсивно деформированными палеозойскими миогеосинклинальными осадочными толщами и флишевыми отложениями. Максимальная мощность неморской части этого разреза (средняя юра) около 800 м, а мощность эвапоритов и обломочных пород, накопившихся на северо-востоке Чиуауа, на востоке Коауила, в южной части штатов Нуэво-Леон, Веракрус, а также на территории Табаско, оценивается в 3000 м (рис. 3). Морской, преимущественно

---

* Условия ограниченной циркуляции и застойных (анаэробных) вод. — *Прим. пер.*

** Вторичное расплавление твердых горных пород и их превращение в магму на месте образования. — *Прим. пер.*

*** Автогеосинклиналь, согласно терминологии М. Кэя, — геосинклиналь, образовавшаяся вне кратона, без сопутствующих нагорий. Синоним: изолированный бассейн. — *Прим. пер.*



Рис. 3. Горы Сьерра-де-Минас-Вьехас, расположенные к северу от Монтеррея (штат Нуэво-Леон).
На переднем плане диапировые образования верхнеюрских эвапоритов и связанные с ними красноцветы, формирующие ядро антиклинали. Замкнутая продольная долина образована в верхнеюрских и нижненеокомских отложениях. Выдающиеся уступы и бугры сложены барремскими рифовыми известняками (свита Купидо). Фото автора.

карбонатный разрез, с горизонтом обломочных пород в основании, имеет мощность до 1200 м, а в его барремской части иногда встречаются крупные рифовые образования.

С поздней юры на западе начался новый эвгеосинклинальный цикл, продолживший без перерыва предшествующий и длившийся до конца раннего мела. Эвгеосинклиналь располагалась к западу от тектонического шва — поднятия суши, возникшего на границе ранней и средней юры, где накапливались осадочные и вулканогенные породы с сопутствующими офиолитами. Мощность этого разреза превышает 3000 м; он сохранился в метаморфизованном виде в различных частях западной части п-ова Калифорния.

В результате значительного подъема уровня моря к концу раннего мела, в альбе, вся поверхность Мексики оказалась затопленной. Развитие морской трансгрессии носило постепенный характер. Об этом свидетельствует тот факт, что в аптских отложениях, окаймляющих бывшие приподнятые участки, содержатся обломочные породы, а в местах самих поднятий залегают довольно мощные эвапориты, накопление которых продолжалось еще и в раннем альбе.

Альбско-нижнесеноманский разрез сложен преимущественно карбонатными породами (рис. 4) мощностью около 600 м, в которых четко выделяются три фациальные зоны: 1) фации рудистовых рифов краевых частей бывших поднятий, 2) милиолидовые лагунные фации приподнятых участков и 3) глубоководные кремнисто-известняковые фации. Западная граница этой миогеосинклинали конца раннего мела проходила вдоль линии северо-западного простирания, которая в настоящее время могла бы соединять границы штатов Оахака и Герреро, Сонора и Чиуауа.

Около 100 млн. лет назад, на границе раннего и позднего мела, в области развития геосинклинали (на месте бывшего расположения п-ова Калифорния) имели место региональный метаморфизм и анатексис. Эти процессы обусловили общий подъем территории региона, распространявшийся с течением времени в восточном направлении. В результате обломочный материал с воздымавшейся суши сносился в непрерывно погружавшийся и перемещавшийся к востоку трог (экзогеосинклиналь), образуя обломочный (флишевый) клин. Магматические компоненты этого флишевого клина становятся более грубозернистыми вверх по разрезу и продвигаются все далее в восточном направлении, постепенно захватывая территорию, ранее занимаемую миогеосинклиналью. Максимальная мощность флишевого клина превышает 6000 м; он резко утоняется и выклинивается к западу и постепенно уменьшается в мощности на западе региона.

Кайнозой. Суша, непрерывно воздымавшаяся на западе, достигла к концу палеоцена отметок около 3000 м. В результате погружения восточной части территории образовался склон с региональным уклоном по направлению к востоку. В эоцене он превратился в поверхность скольжения, по которой верхнеюрско-палеоценовые породы сползали на восток, образуя перед верхнеюрскими — неокомскими поднятиями, сложенными деформированными палеозойскими образованиями, складки, а местами даже надвиги; эти раннеэоценовые движения получили название орогенеза Гидальго. Таким путем произошло формирование передового складчато-надвигового пояса Восточной Сьерра-Мадре.

Современная структура этого пояса определяется рядом характерных особенностей, среди которых нужно упомянуть следующее: 1) повсеместное развитие жестких срединных массивов; 2) близость этих массивов друг к другу и, следовательно, сжатие окаймляющих их фронтальных складок; это наиболее характерно для запада провинции, но отмечается и в ее южной части (Поперечный хребет); 3) широкое распространение эвапоритов в самых низах разреза верхней юры, а также в отложениях верхнего апта—нижнего альба; 4) присутствие позднемеловых гранитных плутонов главным образом в провинциях Хребтов и Впадин и Центральной месы; внедрение этих интрузий привело к образованию складок в породах фундамента (рис. 4).

В западной части п-ова Калифорния породы, перекрывающие метаморфический и батолитовый комплексы фун-

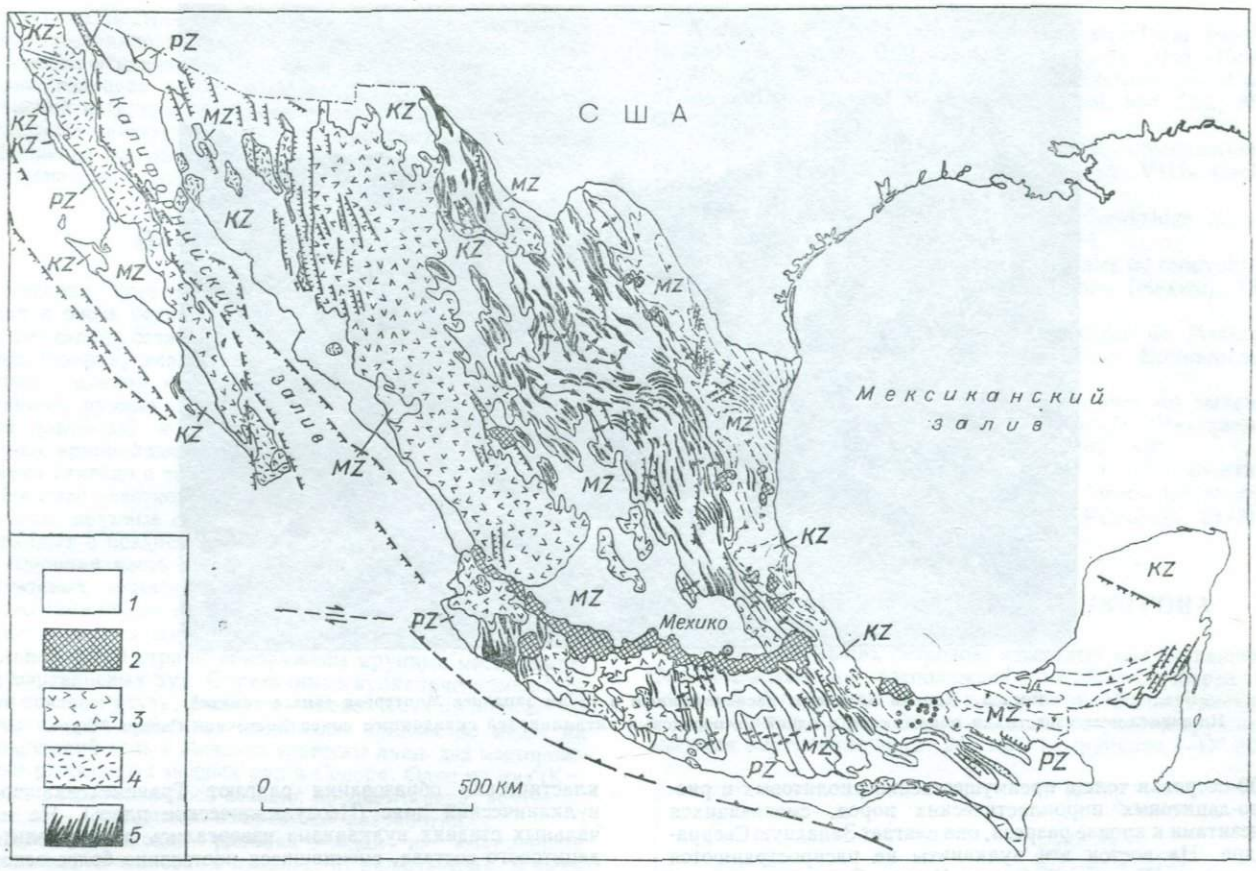


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Мексики [de Cserna Z., 1961].

1 — кайнозойские, мезозойские и палеозойские отложения; *2* — плиоцен-плейстоценовые вулканиты, главным образом базальты; *3* — олигоцен-миоценовые вулканиты, главным образом андезиты; *4* — позднемеловые гранитные интрузии; *5* — среднепалеозойские гранитные интрузии.

дамента, представлены почти 1000-метровой толщей верхнемеловых полого залегающих конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, перекрытых третичными отложениями, также почти горизонтальными.

Вслед за орогенезом Гидальго начались постепенный подъем складчатого пояса Восточной Сьерра-Мадре и развитие эрозионных процессов (рис. 5). Значительная часть обломочного материала уносилась в сторону Мексиканского залива и постепенно сформировала современную Примексиканскую равнину. Накоплению мощных осадочных толщ способствовали системы нескольких крупных рек — Рио-Гранде на севере, Пануко и Туспан далее к югу, Папалоапан и Коацакоалькос в районе Веракрус, Грихальва и Усумасинта — на востоке перешейка Теуантепек. Осадки Примексиканской равнины представляют собой молассу, так как вверх по разрезу они изменяются от грубо- до тонкозернистых разностей и в то же время становятся все более морскими.

Наиболее мощный третичный разрез Примексиканской равнины достигает 10 000 м; породы залегают со слабым наклоном по направлению к Мексиканскому заливу и практически не дислоцированы, если не считать встречающиеся местами крутые сбросы небольшой амплитуды или в северной части перешейка Теуантепек пологие поднятия, связанные с соляными куполами. Нефте- и сероносные соляные купола перешейка обнаружили тенденцию к росту под действием нагрузки осадочного покрова на верхнеюрскую соль и продолжали расти с небольшими перерывами на протяжении кайнозоя.

Южная часть п-ова Юкатан, бóльшая территория которого принадлежит Гватемале и Белизу, в третичный период, вплоть до миоцена, была ареной обломочной седиментации и накопления эвапоритов. Эта зона располагалась между складчатым поясом Гидальго и современной центральной частью полуострова. В миоцене п-ов Юкатан характеризовался платформенными условиями осадконакопления; здесь отложилась известняковая толща около 400 м мощности, остающаяся практически не деформированной до наших дней. В плиоцене и плейстоцене поверхность равнины п-ова Юкатан постепенно выступила из-под уровня моря и приобрела современный облик.

В позднем эоцене и раннем олигоцене обломочный материал, возникавший в процессе денудации складчатых структур, не уносился в Мексиканский залив, так как глыбовые движения сформировали здесь ряд приподнятых блоков, нарушивших сток и создавших условия для образования бессточных впадин. В результате этот обломочный материал скапливался в пределах провинции Хребтов и Впадин, Центральной месы и бассейна Бальсас—Мескала. Некоторые из грабенов содержат до 3000 м континентальных красноцветов, залегающих горизонтально или под очень небольшими углами. На ряде участков встречаются эвапориты, а также диабазы, базальты, риолиты и небольшие интрузии.

К концу олигоцена усилилась вулканическая деятельность, продолжавшаяся в течение всего миоцена. Она была наиболее активна на западе страны и постепенно ослаблялась в восточном направлении. Продукты вулканизма —

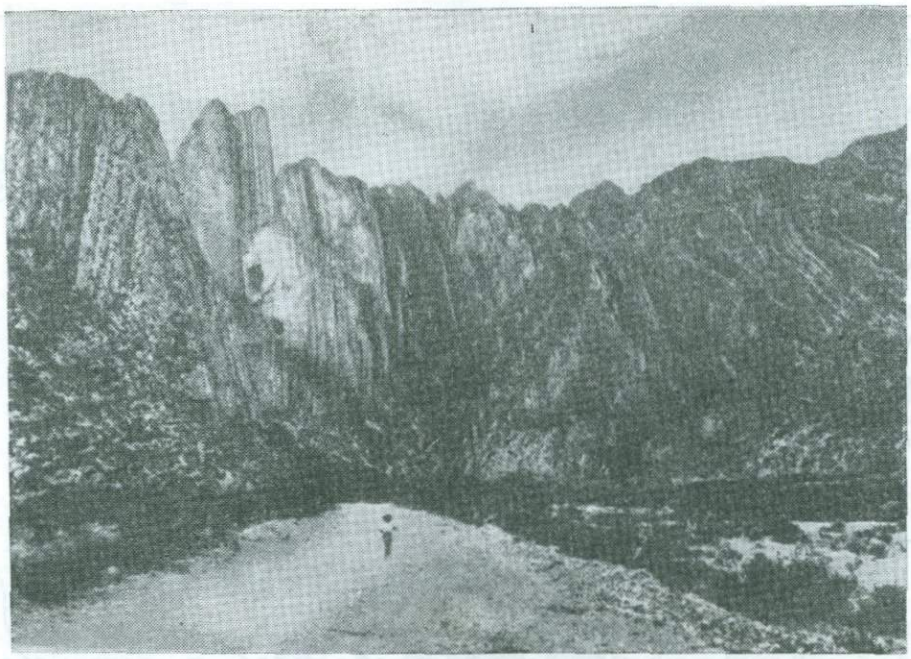


Рис. 5. Каньон Хаустека, расположенный в 15 км западнее Монтеррея (вид с запада).
Нижнемеловые известняки обнажаются в одной из передовых антиклиналей складчатого пояса Восточной Сьерра-Мадре.

2000-метровая толща преимущественно риолитовых и риолито-дацитовых пирокластических пород, сменяющихся андезитами к кровле разреза, она слагает Западную Сьерра-Мадре. На восток эти вулканиты не распространяются дальше гор Восточной Сьерра-Мадре. Однако среднетретичные отложения центральной зоны Примексиканской равнины содержат переработанный туфовый материал.

Приблизительно в это время началось перемещение к северо-западу п-ова Калифорния и постепенное раскрытие Калифорнийского залива. Хотя точная дата этого события еще не установлена, петрографические и тектонические признаки свидетельствуют о том, что большинство вулканитов как самого полуострова, так и островов Калифорнийского залива имеют среднетретичный возраст и совершенно аналогичны вулканогенным породам, слагающим Западную Сьерра-Мадре. Поэтому современная конфигурация морфоструктур полуострова и наклонное залегание развитых здесь пород должны были сформироваться после среднетретичной эпохи в результате движений вдоль южного продолжения разлома Сан-Андреас и северного края Восточно-Тихоокеанского поднятия.

У северного окончания Восточно-Тихоокеанского поднятия происходили довольно сложные движения. Они привели к раскрытию Калифорнийского залива по серии трансформных разломов, что в свою очередь обусловило образование нового трансформного разлома с преобладанием левостороннего сдвига. Это разлом Халиско-Никоя, вдоль которого проходит современная резкая граница побережья Мексики с Тихим океаном на юге.

Вскоре после образования разлома Халиско-Никоя в результате возобновившегося перемещения Мексики в юго-западном направлении началось формирование зоны субдукции и развитие Мексиканско-Центральноамериканского желоба. Вдоль линии, параллельной этому желобу, на расстоянии около 250 км от него к северу в плиоцене началось формирование цепи вулканов; многие из них сохраняют активность до настоящего времени. Эти вулканы, созданные ими лавовые потоки и вулканогенно-кластические образования слагают Трансмексиканский вулканический пояс (Неовулканическое плато). На начальных стадиях вулканизма извергались лавы риолито-дацитового состава, сменившиеся постепенно более основными — до оливино-базальтовых в плейстоцене и голоцене. Образовавшаяся цепь вулканов и продукты их извержений перегородили территорию Мексики в виде огромной «дамбы», перекрыв южный сток рек большей части центра страны. Поэтому в плиоцене и плейстоцене на Центральном плато (месе) продолжалось накопление континентальных обломочных пород в отличие от региона, расположенного к югу от вулканического пояса.

В конце миоцена постепенно вышел из-под уровня моря и принял современные очертания п-ов Юкатан. Точно так же морская абразия и сопутствующая седиментация вдоль южного побережья Мексики привели к образованию узкой прибрежной равнины, протянувшейся от Халиско до Чьяпаса. К плиоцену Калифорнийский залив приобрел современные очертания, регрессивная речная эрозия продвинулась далеко на восток, расчленив горы Западной Сьерра-Мадре и заполнив наносами узкую прибрежную равнину Соноры и Синалоа.

В четвертичный период Мексика находилась под влиянием резких колебаний климата глобального масштаба. Во время похолоданий снеговая линия опускалась до высоты 1000 м, при этом на самых высоких горах формировались небольшие ледники. На горах Истаксиуатль и Малинге моренные отложения находят соответственно на высотах 2450 и 2630 м [Heine K., 1973]. Следы голоценовой «неоледниковой» деятельности на обеих горах обнаружены на отметках 4000—4400 м. Вулканы Орисаба (5747 м) и Попокатепетль (5452 м)и в настоящее время имеют снеговые вершины. На меньших высотах, например в Центральной долине Мексики (район Неовулканического плато), наблюдались смены сухого климата, устанавливавшегося во время максимумов оледенения, влажным, характерным для этапов потепления. В эти периоды возникали крупные озера. На слабо уплотненных озерных

отложениях построен г. Мехико, при строительстве которого постоянно возникали трудности, связанные с сооружением фундаментов. Широкое развитие этих озер в середине голоцена особенно благоприятствовало расцвету ацтекской и других индейских культур. Со времени этого последнего максимума влажности происходило ритмичное уменьшение площади озер, сопровождавшееся усилением засушливости в северной части страны.

Полезные ископаемые

Мексика богата некоторыми видами минерального сырья и очень бедна подземными водами. В течение многих лет страна оставалась крупнейшим в мире производителем серебра, значительные количества которого, совместно с цинком и свинцом, встречаются в стратифицированных рудных залежах, приуроченных к верхнеюрским (оксфорд) и нижнемеловым (альб) известнякам. Однако крупнейшее в стране серебряное месторождение Пачука связано с третичными эффузивами.

На ряде участков в альбских известняках обнаружены довольно крупные скопления железных руд, генетически связанных с позднемеловыми гранитными плутонами. Все же основная часть железа добывается из апатитоносных мартитовых залежей Сьерро-Меркадо. В верхнеюрских отложениях на севере центральной части Мексики имеются большие запасы морских фосфоритов, а на востоке центральной части страны обнаружены крупные месторождения марганцевых руд. С третичными вулканическими породами связаны ртуть, флюорит и олово. Хотя из полиметаллических руд добывают небольшое количество меди, на сегодняшний день в Мексике известны лишь два месторождения рассеянных медных руд в Сонore. Одно из них (Кананеа) разрабатывалось с конца прошлого века, другое — Каридад — находится в процессе разработки.

Примексиканская равнина — одна из крупнейших в мире нефтегазоносных провинций, включающая, в частности, классическое месторождение Голден-Лейн («Золотая тропа»). Промышленные запасы нефти и газа сосредоточены в альбских рифовых известняках, третичных стратиграфических залежах и в третичных отложениях, интрудированных соляными куполами. Некоторые соляные купола северной части перешейка Теуантепек содержат крупные залежи серы.

В верхнетриасовых отложениях Центральной Соноры и в среднеюрских на северо-западе штата Оахака имеются угольные залежи, однако в настоящее время добыча (исключительно для нужд сталелитейной промышленности) осуществляется только из верхнемеловой толщи (каменные угли бассейна Северной Коауилы). *Золтан де Черна.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Cserna, Z. de, 1960. «Orogenesis in time and space in Mexico», Geol. Rundschau, 50, 595—605.

Cserna, Z. de, 1969. «Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift», Bol. Soc. Geol. Mexicana, 30, 159—168.

Cserma, Z. de, 1971. «Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico», Geol. Rundschau, 60 (4), 1488.

Gierloff-Emden, H. G., 1970. Mexico — eine Landeskunde. Berlin: de Gruyter, 634 p.

Heine, K., 1973. «Zur glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des Mexikanischen Hochlandes während des spätglazials (Wisconsin) und Holozäns», Erdkunde, 27 (3), 161—180.

Hernandez-Sanchez, M. S., ed., 1968. Carta Geologica de la Republica Mexicana. Mexico, D. F.: Comite de la Carta Geologica de Mexico, 1 : 2 000 000.

Kesler, S. E., 1973. «Basement rock structural trends in southern Mexico», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1059—1064.

Moore, G. W., Castillo, L., del. 1974. «Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 607—618.

Mooser, F., et al., 1974. «Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII», Geol. Rundschau, 63 (2), 451—483.

Raisz, E., 1959. Landforms of Mexico. Cambridge, Mass. (map with text, 1 : 3 000 000). Priv. publ.

Salas, G. P., 1970. «Los Recursos naturales no renovables de Mexico», Cons. Rec. Nat. no Renovables (Mexico), 73, 111 p.

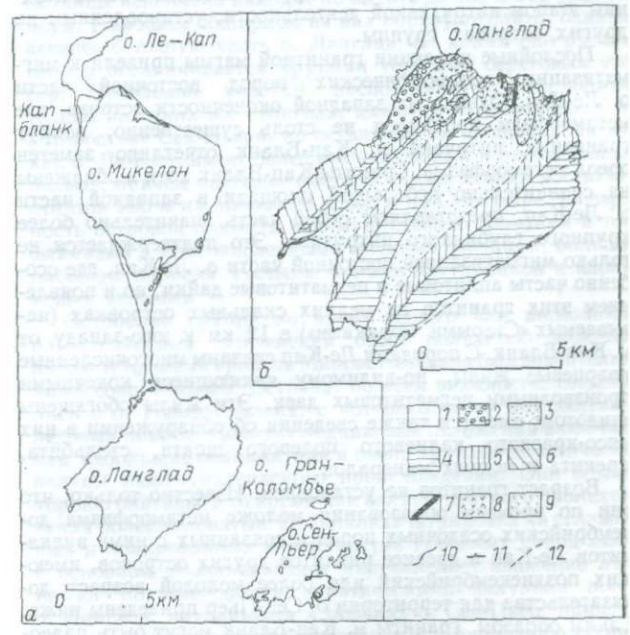
Tamayo, J. L., 1962. Geografia General de Mexico. Mexico, D. F.: Inst. Mex. Investigaciones Economicas, 4 vols, 2620 p.

Tardy, M., 1973. «Les Phases tectoniques du secteur tranverse de Parras Sierre Madre Orientale (Mexique)», Bull. Soc. Geol. Fr., Ser, 7, 15 (3—4), 362—366.

Wilson, J. L., Ward, W. C., Brady, M. J., 1970. «Northeastern Yucatan, Mexico — a new area opens for study of carbonate-evaporite sediments», J. Sed. Petrology, 40 (2), 745—749.

СЕН-ПЬЕР И МИКЕЛОН ОСТРОВА

Группа небольших островов, известных под названием Сен-Пьер и Микелон, расположена у восточного побережья Северной Америки, в 25 км к югу от о. Ньюфаундленд, западнее п-ова Бурин. Общая площадь островной группы, включая внутренние воды, 241 км². Координаты —47° 00′



Расположение островов группы Сен-Пьер и Микелон (*а*) и геологическая карта о. Ланглад, по А. де ля Рю [Aubert de la Rue, 1951].

1 — современные (послеледниковые) отложения; *2* — P^{2}ейстоценовые ледниковые отложения; *3—5* — кембрийские породы: *3* — черные, фаунистически охарактеризованные глинистые сланцы с подчиненными серыми известняками, *4* — красно- и сероцветные сланцы, иногда с линзовидными прослоями известняков, *5* — кварциты и слюдистые песчаники с небольшим количеством глинистых сланцев; *6* — докембрийские и нижнекембрийские красноцветные конгломераты, песчаники, аркозы, глинистые сланцы с прослоями зеленых глинистых сланцев; *7—9* — интрузивные и вулканические породы: *7* — долеритовые и базальтовые дайки, *8* — потоки базальтов двух разных геологических возрастов, *9* — риолиты, вулканические брекчии, туфы.

с. ш., 56° 28′ з. д. Помимо скальных островков и морских утесов данную группу, по существу, составляют четыре острова. Это Ле-Кап, Микелон и Ланглад, соединяющиеся песчаными и гравийными барами, и о. Сен-Пьер, расположенный изолированно (рисунок).

Небольшой архипелаг характеризуется исключительным разнообразием геологических и геоморфологических особенностей, а также наличием самых различных рудопроявлений; поэтому А. де ля Рю, проводивший здесь наиболее детальные исследования [Aubert de la Rüe E., 1932, 1944, 1951], мог с полным правом назвать эту островную группу «природным геологическим музеем».

Геологическая характеристика

Древнейшие породы региона, имеющие, по мнению А. де ля Рю [Aubert de la Rüe, 1951], позднедокембрийский возраст, встречены на самом северном из островов — Ле-Кап — и на прилегающей части Микелона. Они представлены высокометаморфизованными осадочными породами, интрузивными породами основного состава и лавами. Это слюдистые сланцы, пятнистые пинитовые * сланцы, кварцевые филлиты (очень тонкозернистые амфиболитовые кварциты с заметными прослоями магнетита), парагнейсы (с кордиеритом и реже турмалином) и ортоамфиболиты. Весь разрез был подвергнут складчатости и интрудирован гранитами, диоритами, многочисленными дайками кислых пород — микрогранитов, аплитов, пегматитов, представляющих собой дериваты остаточной магмы, связанной с гранитной интрузией, а также дайками основного состава — базальтовыми и долеритовыми. Некоторые из последних, очевидно, внедрились одновременно с дайками кислых пород, в то время как другие связаны с более поздним этапом интрузивной деятельности, установленным на других островах группы.

Послойные инъекции гранитной магмы привели к мигматизации метаморфических пород восточной части о. Ле-Кап. Однако на западной оконечности острова, где метаморфизм проявился не столь существенно, вокруг гранитных интрузий м. Кап-Бланк отчетливо заметен ореол метаморфизма. Граниты Кап-Бланк хотя и обнажены на сравнительно небольшой площади в западной части о. Ле-Кап, представляют собой часть значительно более крупного глубинного интрузива. Это подтверждается не только мигматизацией восточной части о. Ле-Кап, где особенно часты аплитовые и пегматитовые дайки, но и появлением этих гранитов на мелких скальных островках (называемых «Старыми моряками») в 12 км к юго-западу от м. Кап-Бланк. С породами Ле-Кап связаны многочисленные кварцевые жилы, по-видимому являющиеся конечными производными пегматитовых даек. Эти жилы обогащены эпидотом; имеются также сведения об обнаружении в них мясо-красного калиевого полевого шпата, стильбита, пренита и медных минералов.

Возраст гранитов не установлен. Известно только, что они по времени образования моложе метаморфизма докембрийских осадочных пород и связанных с ними вулканитов Ле-Кап и древнее риолитов других островов, имеющих позднекембрийский или более молодой возраст; доказательства для территории о. Сен-Пьер приведены ниже. Таким образом, граниты м. Кап-Бланк могут быть палеозойскими, но, в общем, с тем же основанием они могут быть отнесены к гадринскому комплексу, так как граниты этого возраста известны на юго-востоке о. Ньюфаундленд.

Если не считать узкого пояса метаморфических пород, подобных окаймляющим северо-западное побережье о. Ле-Кап, Микелон сложен исключительно вулканитами — мощной толщей риолитовых и менее широко развитых, по всей вероятности, более древних андезитовых лавовых потоков и брекчий. Они сильно изменены и по большей части эпидотизированы. Базальтовые потоки, залегающие между метаморфическими породами на севере и риолитами на юге, могут быть связаны с первыми, поскольку они характеризуются более или менее сходным метаморфизмом. Совершенно очевидно, что они не связаны с многочисленными дайками более молодых базальтов —долеритов, секущими эффузивные базальты, а также близлежащие риолиты и андезиты. Базальтовые лавы интрудированы также риолитовыми дайками; следовательно, вполне вероятно, что они связаны с более древним этапом вулканизма. Кварцевые жилы, редкие в базальтах, повсеместно встречаются в остальных породах острова.

Третий остров группы — Ланглад. В отличие от остальных он почти нацело сложен крутопадающими, смятыми в складки, но неметаморфизованными отложениями, образующими параллельные полосы разной ширины, протягивающиеся в общем северо-восточном направлении по ширине острова. Образование надвигов того же направления обусловило неоднократное повторение разреза отложений вкрест простирания острова (рисунок).

А. де ля Рю [Aubert de la Rüe, 1951] выделил в разрезе четыре формации, которым он приписал раннепалеозойский возраст. Три из них, по мнению этого исследователя, залегают согласно друг с другом, относительно же характера стратиграфических взаимоотношений четвертой формации с подстилающими и перекрывающими слоями у него не было достаточно полного представления. Формация сложена тонко- и грубообломочными красноцветными породами, конгломератами, аркозами, песчаниками (иногда слюдистыми и косослоистыми) и глинистыми сланцами, контакты которых с остальными свитами почти повсюду скрыты плейстоценовыми ледниковыми отложениями либо разрывами.

Распространение этой красноцветной формации ограничено восточной частью и северным побережьем острова (рисунок, *б*). Формации, составляющие непрерывную часть разреза, представлены: 1) толщей листоватых черных глинистых сланцев, иногда с тонкими неправильными прерывистыми прослоями известняков, местами узловатых или содержащих конкреции с текстурой «конус в конус» и обломки трилобитов, из которых до сих пор был определен только *Paradoxides davidis*; 2) толщей менее листоватых зеленых, иногда красных или серых глинистых сланцев с прослоями слюдистых песчаников и кварцитов и линзами известняков, содержащих неопределимые обломки фауны; 3) серыми (до белых) кварцитами мощностью до 0,4 м, часто косослоистыми, чередующимися с зеленоватыми слюдистыми песчаниками, красными и зелеными глинистыми сланцами, аналогичными таковым толщи 2. Слои черных глинистых сланцев с *Paradoxides davidis* напоминают среднекембрийские глинистые сланцы формации Мануэл-Ривер Юго-Восточного Ньюфаундленда [Hutchison R. D., 1962].

Порядок отложения осадочных формаций, согласно А. де ля Рю [Aubert de la Rüe, 1951], был следующий: 1) черные среднекембрийские глинистые сланцы; 2) зеленые глинистые сланцы; 3) кварциты; 4) красноцветные обломочные породы, возможно в обнажении на берегу реки (северо-восточная часть Ланглада) залегающие согласно с кварцитами. Возраст слоев, перекрывающих кембрийские сланцы, тогда должен быть позднекембрийским (возможно, до ордовикского). Однако кварциты, очень сходные с залегающими в разрезе формации 3, обычно подстилают кембрийские отложения на юго-востоке и юге о. Ньюфаундленд (формации Рандом и Блу-Пиншон [Widmer K., 1953]), на о. Кейп-Бретон, в Новой Шотландии (кварцитовая пачка в кровле формации Моррисон-Ривер [Weeks, 1954] и в районе Сент-Джон Нью-Брансуика формация Глен-Фолс

---

* Пинит — плотная тонкозернистая слюда (в основном мусковит) разного цвета, образующаяся при разрушении других минералов (полевых шпатов, нефелина, кордиерита и др.). — *Прим. пер.*

[Alcock, 1938]). Более того, в нескольких местах они перекрывают красноцветные толщи, вероятно, континентального происхождения, напоминающие кластогенную красноцветную формацию о. Ланглад. Эти кварцитовые толщи располагаются на различных стратиграфических уровнях — в верхнем докембрии или в основании разреза кембрия (зал. Тринити на юго-востоке о. Ньюфаундленд), в нижнем кембрии (Новая Шотландия и Нью-Брансуик), в среднем кембрии (зал. Хермитидж; формация Блу-Пинион на юге о. Ньюфаундленд).

Все это свидетельствует о диахронном характере кварцитовой формации, сложенной, по всей вероятности, переработанными прибрежными отложениями вдоль береговой линии трансгрессировавшего моря. Если не считать прослоев песчаников, толща зеленых глинистых сланцев очень сходна с формацией Чемберлен-Брук, согласно подстилающей на юго-востоке о. Ньюфаундленд формацию Мануэл-Ривер. Наличие песчаников может быть объяснено тем, что накопление толщи зеленых глинистых сланцев происходило недалеко от береговой линии, что соответствовало трансгрессии моря на этом участке лишь в начале среднего кембрия. Учитывая упомянутое выше сходство между отложениями Ланглада и кембрийским разрезом в других местах региона, можно предположить, что порядок седиментации и возраст пород был следующим: 1) обломочные красноцветы (гадриний или ранний кембрий); 2) кварциты (конец раннего кембрия или начало среднего кембрия); 3) зеленые глинистые сланцы (начало среднего кембрия); 4) черные глинистые сланцы (середина — конец среднего кембрия).

Вулканиты занимают лишь 1/10 площади о. Ланглад. Они представлены базальтовыми лавами, более молодыми риолитами и еще более молодыми базальтовыми (долеритовыми) дайками. На севере о. Ланглад имеются четыре основных поля развития базальтов. Два из них связаны с кластогенной красноцветной формацией, и излияния их происходили одновременно с осадконакоплением; базальты двух других полей, по-видимому, моложе кембрийских формаций. К базальтовым лавам примыкают три зоны развития риолитов. Многочисленные базальтовые и долеритовые дайки прорывают более древние вулканогенные и осадочные образования.

Сен-Пьер и прилегающие островки — полностью вулканические. Хотя они и образованы преимущественно мощными толщами известково-щелочных (риолитовых) лав, брекчий и туфов, на северной и южной оконечностях острова встречаются также и андезиты. Эти серые (до зеленых) породы имеют тонкозернистую или порфировую структуру, местами пузырчатую текстуру.

Разноокрашенные риолиты, обычно бледно-розовые до пурпурных, образуют мощные потоки, характеризующиеся стекловатой (до порфировой) структурой. В некоторых из тонкозернистых разностей риолитов отмечается текстура течения, другие содержат сфероиды до 6 см в поперечнике. Большинство риолитовых брекчий являются продуктами лавовых излияний, хотя имеются и брекчии взрывного типа. В последних, как и в туфах, обычно хорошо выражена слоистость. Угловатые обломки в брекчиях обычно риолитовые, сходные по составу со связующей массой, реже андезитовые, еще реже обломки глинистых сланцев и кварцитов — подстилающих осадочных пород, очевидно аналогичных породам о. Ланглад, не обнажающимся нигде на о. Сен-Пьер и прилежащих островках. Были обнаружены также два ксенолита гранитов, подобных гранитам о. Ле-Кап. Туфы сильно окремнены и местами даже изменены до яшм.

В риолитах сильно развита эпидотизация, с чем и связана зеленая окраска некоторых лав. Бледно-розовые риолиты обязаны своей окраской розовому марганцовистому эпидоту, близкому к пьемонтиту, либо в рассеянной форме, либо в форме мелких, но видимых простым глазом карминовых кристаллов. Марганцовистый эпидот является результатом изменения амфибола, который в настоящее время очень редко удается найти в свежем состоянии.

Риолитовые лавы, брекчии и туфы Сен-Пьера, Ланглада и Микелона соответственно аналогичны друг другу и связаны с одним и тем же этапом среднекембрийского вулканизма.

Широко распространены базальтовые (до долеритовых) дайки, интрудирующие андезиты и риолиты; мощность их редко превышает 1—2 м. Однако две дайки в западной половине острова, простирающиеся в северо-восточном направлении, отличаются тем, что имеют мощность до 40 м и прослеживаются на большей части площади острова. Некоторые округлые выходы базальтов на юго-западной оконечности острова, видимо, представляют собой вулканические некки. Если не считать плейстоценовых и современных осадков, эти породы основного состава — самые молодые образования, встреченные на островах.

В структурах островов доминируют северо-восточные простирания, соответствующие таковым соседнего о. Ньюфаундленд; вдоль них породы интенсивно смяты в складки и нарушены разрывами. Эти раннеаппалачские тектонические движения подробнее рассмотрены в других статьях книги (см. например, «Канада», Атлантические провинции). Повсюду заметна трещиноватость, а на некоторых участках она настолько сильна, что в породах образуются зоны дробления; это указывает на воздействие сильных тангенциальных напряжений.

Геоморфологическая характеристика

На островах сохранились следы длительной предположительно мезозойско-кайнозойской пенепленизации, подобной пенепленизации остальной части Аппалачского пояса. Останцы пенеплена находят на высоте до 130 м над уровнем моря. Наиболее обширные из них образуют плато, охватывающее бóльшую часть о. Ланглад; по краям оно расчленено и ограничивается крутыми уступами береговых утесов. Небольшие участки, располагающиеся приблизительно на таких же отметках, имеются на Микелоне и на юго-востоке Сен-Пьера, но остальная их площадь, так же, как о. Ле-Кап, имеет более разнообразный и расчлененный рельеф, причем наиболее высокие холмы и пики достигают отметок 200 м на Микелоне и 250 м на Сен-Пьере. Поверхность островов покрыта преимущественно болотами и торфяниками с многочисленными мелкими озерцами; большие площади заросли́ густыми чащами кустарников и карликовых деревьев.

Островная группа во время одного или нескольких плейстоценовых оледенений была полностью покрыта льдом. В то время уровень Мирового океана был значительно ниже современного. Острова, по всей видимости, соединялись с о. Ньюфаундленд, с которого через них двигался ледовый покров. Поэтому ледниковые отложения включают как небольшие обломки, так и очень крупные эрратические валуны ньюфаундлендского происхождения. Они обычно хорошо окатаны, в то время как валуны местного происхождения более угловатые. Ледниковая штриховка на сглаженных и полированных поверхностях коренных пород имеет в основном северо-западное направление; движение льда на юг подтверждается эрратическими валунами пород о. Ланглад, находимыми в моренах о. Сен-Пьер. Морская абразия и аккумуляция привели к формированию обширных песчаных и гравийных кос и баров. Эти образования соединили Микелон с островами Ле-Кап и Ланглад двойными пересыпями, образующими у берегов Микелона крупные лагуны. Лангладская пересыпь особенно хорошо выражена и имеет длину 12 км. Береговые и устьевые валы окаймляют бóльшую часть северного и восточного побережий о. Микелон. Бывшие заливы ныне представляют собой лагуны; некоторые из них соленые и солоноватые, но там, где в них впадают реки, они содержат пресные воды. Косы и бары здесь называют «дюнами», хотя они не имеют эоло-

вого происхождения и состоят большей частью из скоплений галек. Настоящие дюны местами встречаются на пересыпи о. Ланглад и на западном берегу его. В последнем случае это подвижные дюны высотой до 50 м, первые же в настоящее время не движутся и заросли травой.

Полезные ископаемые

В небольших количествах на островах имеются самые различные минералы; несмотря на интенсивные поиски, промышленные месторождения до сих пор на найдены. Поиски осуществлялись преимущественно с целью обнаружения медных и железных руд. Следы медного оруденения широко распространены в метаморфических породах о. Ле-Кап, а также в красноцветных обломочных отложениях и связанных с ними базальтовых лавах о. Ланглад; здесь встречены борнит, халькозин и халькопирит. Вторичный гематит, связанный с трещиноватыми риолитовыми брекчиями, имеется в количествах, достаточных для возникновения на о. Гран-Коломбье (к северу от о. Сен-Пьер) магнитных аномалий (см. рисунок). Хотя на поверхности или на небольших глубинах промышленные скопления медных и железных руд, по-видимому, отсутствуют, они могут быть обнаружены на более значительной глубине.

В развитых на островах торфяниках есть значительные количества диатомита и торфа. Оценка запасов диатомита в озерах островов Сен-Пьер и Ланглад показала, что на каждом из них имеется по меньшей мере 100 000 т этих полезных ископаемых. Качество их высокое, и они вполне пригодны для разработки.

М. М. Андерсон

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Alcock, F. J., 1938. «Geology of Saint John region, New Brunswick», Geol. Surv. Can. Mem., 216, 65 p.

Aubert de la Rüe, E., 1932. «Premiers résultats d'une mission géologique aux îles Saint-Pierre et Miquelon», Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn., 5 (4), 417—456.

Aubert de la Rüe, E., 1944. Saint-Pierre et Miquelon. Montreal: L'Arbre (Coll. «France—Forever»), 261 p.

Aubert de la Rüe, E., 1948. «Un musée géologique naturel: Saint-Pierre et Miquelon», Rev. Gen. Sci., 4 (1), 5—10.

Aubert de la Rüe, E., 1951. Recherches géologiques et minières aux îles Saint-Pierre et Miquelon. Paris: Office de la Recherche Scientifique Outre-Mer, 75 p.

Hutchinson, R. D., 1962. «Cambrian stratigraphy and trilobite faunas of Southeastern Newfoundland», Geol. Surv. Can. Bull., 88, 148 p.

Weeks, L. J., 1954. «Southeast Cape Breton Island, Nova Scotia», Geol. Surv. Can. Mem., 277, 112 p.

Widmer, K., 1953. «The geology of the Hermitage Bay area, Newfoundland», Ph. D. thesis, Princeton Univ., 459 p.

СОЕДИНЕННЫЕ ШТАТЫ АМЕРИКИ

Соединенные штаты Америки (США) вместе с Канадой и Мексикой расположены в пределах Североамериканского материка. В состав США входят 50 штатов, из которых 48 — сопредельные, а два — Аляска и Гавайи — отделены от основной территории страны сушей или океаном соответственно. Столица США — Вашингтон — находится в пределах федерального округа Колумбия.

Главный опорный пункт на территории собственно США, служащий основой триангуляционной сети, расположен в Мидс-Ранч, штат Канзас, и имеет координаты 39° 13′ 26,686″ с. ш. и 98° 32′ 30,506″ з. д. Площадь США без Аляски (включая озера) составляет 7,98 млн. км². Площадь Аляски — 1,52 млн. км², Гавайского архипелага — 16 700 км². Длина границы побережья сопредельных штатов, замеренная по карте масштаба 1 : 1 200 000, составляет 19 926 км, Аляски и штата Гавайи — 8035 км. Длина детально замеренной береговой линии при полной воде (с учетом островов) равна 142 639 и 86 390 км соответственно.

Территория собственно США расположена между Уэст-Коди—Хед, штат Мэн (66° 57′ з. д.) на западе, и м. Алава, штат Вашингтон (124° 44′ з. д.) на востоке. С севера на юг она протягивается от Лейк-оф-Вудс (49° 23′ с. ш.) до м. Сейбл, штат Флорида (25° 09′ с. ш.).

Высочайшая вершина США и всей Северной Америки — гора Мак-Кинли (Аляска) — 7061 м, а на основной территории — гора Уитни (Калифорния) — 4418 м. Самая длинная река — Миссисипи (с притоком Миссури) — 6020 км.

Геологическое и геоморфологическое районирование

Территория США состоит из ряда различных геологических и геоморфологических районов. Так, например, Н. Феннеман выделяет 25 провинций (без Аляски), подразделяющихся на множество субпровинций. Для удобства изложения эти провинции объединены в 12 регионов, каждому такому укрупненному подразделению посвящен специальный раздел в пределах настоящей статьи *. В качестве введения к этим региональным очеркам ниже приводятся краткие характеристики каждого из регионов.

Материк Северной Америки слагается центральным щитом и платформой,** которые окаймляются с востока и запада орогеническими поясами. Бо́льшая часть каждого из упомянутых выше основных геолого-структурных элементов находится на территории США. В соответствии с этой внешне простой схемой выделяются три главных геотектонических и геоморфологических (или морфотектонических) региона (рис. 1), которые в свою очередь разделяются на более дробные единицы (рис. 2): 1) Северо-Американская платформа (щит или кратон, в рельефе выражена равниной); 2) Аппалачский регион, включающий собственно Аппалачские горы и Прибрежные равнины — Приатлантическую и Примексиканскую (Галф-Кост); 3) регион горной системы Кордильер и связанных с ними западных провинций, в том числе межгорных плато. Отдельно рассмотрены Аляска и Гавайи.

Северо-Американская платформа представлена щитом или центральным кратоном, сложенным докембрийскими породами, образующими кристаллический фундамент. На территории США эти породы обнажаются в северной части Миннесоты и в Висконсине, образуя часть провинции Лаврентийского нагорья, которое в структурном плане соответствует Лаврентийскому поднятию Канадского щита (см. Канада).

В пределах центрального кратона Северной Америки палеозойские отложения залегают на кристаллическом фундаменте, сложенном породами докембрия, и полого погружаются от него по направлению к югу, западу и

---

* Очерк о Гавайях (см. Гавайский архипелаг) нами выделен в самостоятельный раздел (см. также «Океания»)— *Прим. пер.*

** Геологическое строение континента определяется Северо-Американской древней платформой, почти вся северная часть которой известна под названием Канадского щита (см. Канада). Южная и западная части платформы, лежащие за пределами щита, покрыты осадочным чехлом и представляют собой, таким образом, плиту [Хаин В. Е., 1971 и др.]. — *Прим. пер.*

востоку. Эти отложения представлены главным образом слабоскладчатыми осадками морских фаций, формирующими чехол региона Среднего Запада. Он включает южную часть Лаврентийского нагорья, Центральную низменность, и внутренние плато, плато Озарк и горы Уошито.

В области развития палеозойских пород кратона образуются низменности, равнины или низкие плато, соответствующие в структурном отношении обширным впадинам либо сводам. Структуры, выраженные в рельефе плато или горными поясами, приурочены преимущественно к самым южным районам этой территории. В четвертичный период бóльшая часть севера и центра Среднего Запада подверглась сильному воздействию гляциальных и перигляциальных процессов.

Провинция (регион) Великих равнин в тектоническом отношении является частью Центральной плиты Северо-Американской платформы (или плиты Мидконтинента). Вдоль ее западного края отмечаются разрывные нарушения, обусловленные воздействием орогенических движений, приуроченных к Скалистым горам. В процессе кайнозойского этапа поднятия Скалистых гор в области предгорных равнин сформировался чехол континентальных осадков, поэтому палеозойские (а также мезозойские) породы и структуры оказались по большей части погребенными.

Аппалачский регион построен сложно и разделяется на несколько провинций. Основным структурным элементом здесь является складчатый пояс, протягивающийся от Алабамы до границы с Канадой; характеристика северо-восточного продолжения этого пояса дана в разделе «Атлантические провинции Канады» (см. статью «Канада»). Западная часть Аппалачской горной системы слагается осадочными породами палеозоя, подвергшимися умеренной складчатости (преимущественно открытые складки юр-



Рис. 1. Главные геотектонические регионы США.
1 — Северо-Американская платформа; *2* — Аппалачский регион; *3* — регион Кордильер.

ского типа *; при этом существенных проявлений метаморфизма пород не отмечается. Осадочные толщи типичных миогеосинклинальных фаций (ранний мезозой) вверх по разрезу переходят в экзогеосинклинальный комплекс (поздний палеозой).

Согласно гипотезе тектоники плит формирование части осадочного чехла происходило в условиях континенталь-

* Складки фундамента, развившиеся в континентальных массивах, обладающих мощным и широко развитым осадочным покровом. — *Прим. пер.*

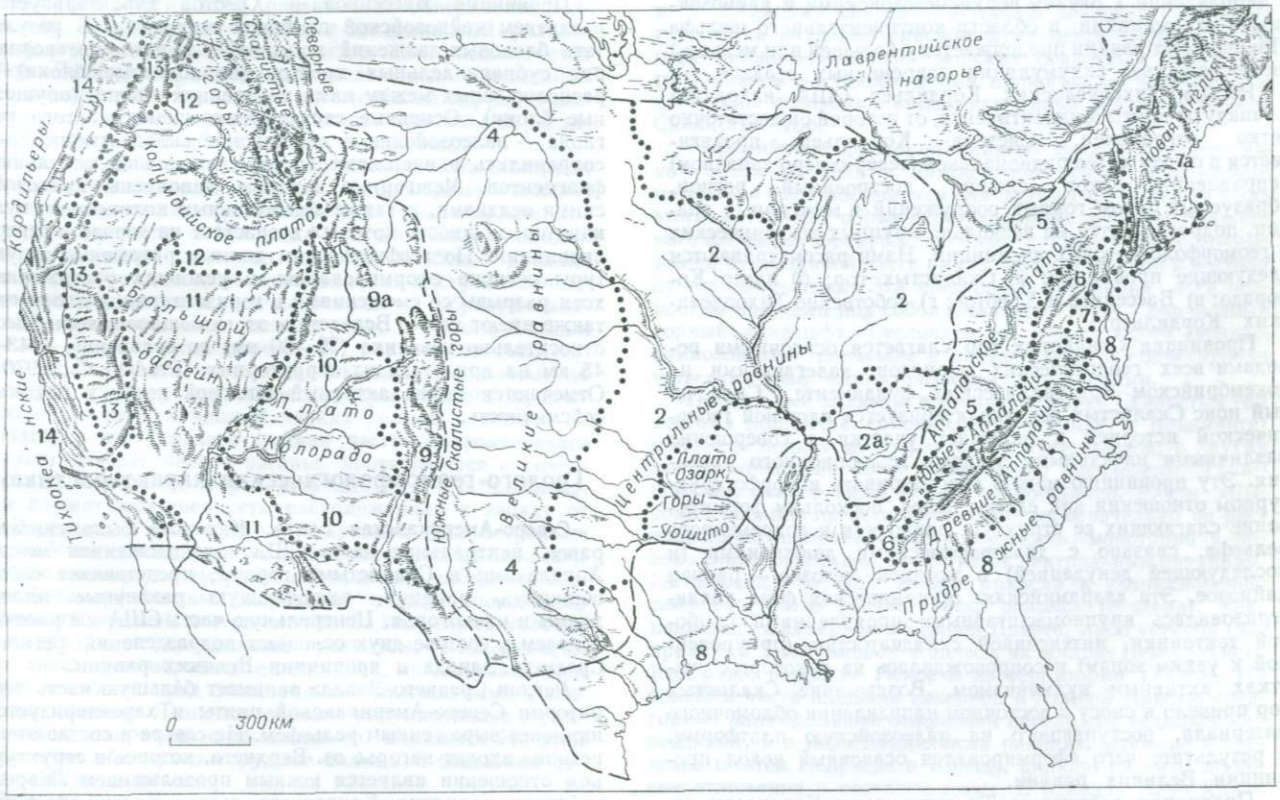


Рис. 2. Основные геоморфологические регионы США, по А. К. Лобеку [Lobeck A. K., 1932].

ной окраины (паралиагеосинклинали). Таким образом, кембрийские и часть ордовикских толщ образовались в результате поступления обломочного материала из области сноса — кратона — и последующего отложения в относительно мелководной обстановке, на континентальной террасе, обращенной к существовавшему в то время прото-Атлантическому океану. На формирование более молодых осадков влияли орогенические процессы, связанные с закрытием прото-Атлантики и соединением континентальных плит. Поэтому бо́льшая часть верхнепалеозойских толщ образовалась за счет привноса материала с востока, частично с территории Европы и Африки.

В пределах Аппалачского плато породы залегают почти горизонтально, а на востоке они собраны в складки и осложнены надвигами. Здесь развит рельеф складчатых гор, получивших название «Новых (Юных) Аппалачей» (рис. 2). Восточная часть горного пояса («Древние Аппалачи») сложена осадочно-метаморфическими образованиями (главным образом докембрийскими и нижнепалеозойскими), прорванными многочисленными интрузиями. Эти кристаллические породы слагают глубоко расчлененный горный пояс Блу-Ридж и примыкающую к нему область предгорий (невысоких холмов и расчлененных плато), широко известную под названием провинции Пидмонт (Пьедмонт). К северу от Аппалачей расположено нагорье Новая Англия, к которому протягиваются отроги Аппалачской горной системы, но где отсутствуют складчатые сооружения «Юных Аппалачей». Этот регион испытал более или менее сильное воздействие четвертичного оледенения.

К востоку и к югу от Центральной плиты (так называемой Центральной устойчивой области США) расположен регион Прибрежных (Приатлантической и Примексиканской) равнин. Этот регион сложен погружающимися в направлении к океану верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями; в области континентального шельфа Прибрежных равнин продолжается с большей или меньшей интенсивностью аккумуляция современных осадков.

Регион Тихоокеанских Кордильер США находится к западу от плиты Мидконтинента, от которой он достаточно четко отграничен. Система Кордильер протягивается в общем субмеридиональном (север-северо-западном) направлении. Этот сложно построенный регион, образуемый рядом горных сооружений и межгорных впадин, подразделяется на несколько крупных тектонических и геоморфологических провинций. Нами рассматриваются следующие провинции: а) Скалистых гор; б) плато Колорадо; в) Бассейнов и Хребтов; г) собственно Тихоокеанских Кордильер.

Провинция Скалистых гор слагается осадочными породами всех геологических периодов, залегающими на докембрийском кристаллическом фундаменте. Складчатый пояс Скалистых гор характеризуется сложной геологической историей и включает участки с совершенно различными начальными этапами эволюционного развития. Эту провинцию можно рассматривать в морфоструктурном отношении как единое целое, поскольку формирование слагающих ее структур, равно как и современного рельефа, связано с диастрофическими движениями (и последующей денудацией) в позднем мезозое — раннем кайнозое. Эта «ларамийская» орогеническая фаза характеризовалась крупномасштабными проявлениями глыбовой тектоники, интенсивной складчатостью (приуроченной к узким зонам) и сопровождалась на некоторых участках активным вулканизмом. Воздымание Скалистых гор привело к сносу в восточном направлении обломочного материала, поступавшего на палеозойскую платформу, в результате чего сформировался осадочный чехол провинции Великих равнин.

Провинция собственно Тихоокеанских Кордильер состоит из нескольких горных поясов, протягивающихся вдоль Тихоокеанского побережья США. Эти складчатые сооружения сложены породами от палеозойского до кайнозойского возраста. Отмечаются обширные области развития интрузий, преимущественно мезозойских. На современный структурный облик региона и его рельеф определяющее влияние оказали кайнозойские дислокации и процессы метаморфизма. Здесь выделяются два основных горных пояса — расчлененный и сейсмически активный пояс Береговых хребтов и внутренний высокогорный пояс, включающий хр. Сьерра-Невада и Каскадные горы. Между этими двумя горными поясами расположены пониженные участки, представляющие собой области развития трогов, выполненных верхнекайнозойскими осадками или вулканитами. Береговые хребты разделены вдоль осевой линии системой широкоизвестного разлома Сан-Андреас, осложненного крупным правосторонним горизонтальным смещением. Эта зона нарушений в настоящее время характеризуется высокой сейсмичностью.

Между Скалистыми горами и Тихоокеанскими Кордильерами расположены плато Колорадо, Колумбийское плато и провинция Бассейнов и Хребтов. Плато Колорадо сложено преимущественно палеозойскими и более молодыми осадочными породами, залегающими почти горизонтально, но приподнятыми и нарушенными сбросами (а местами и флексурами), наложенными на разрывные структуры фундамента. Система р. Колорадо глубоко врезалась в это нагорье, расчленив его на ряд плато, возвышенностей, столовых гор, разделенных живописными каньонами и ущельями. Колумбийское плато, которое рассматривается детально в разделе, посвященном Кордильерам, носит совершенно иной характер. Оно сформировано лавовыми потоками и континентальными осадками, перекрывающими различные более древние образования, обнажающиеся в других районах Тихоокеанских Кордильер, в том числе участки складчатых поясов.

Провинция Бассейнов и Хребтов характеризуется развитием кайнозойской глыбовой тектоники. В результате блоковых движений по линейным разломам возник ряд субпараллельных хребтов (приподнятые блоки) и расположенных между ними внутренних впадин (опущенные блоки). Основные структурные элементы этого региона — палеозойские и мезозойские складчатые пояса — сохранились в настоящее время лишь в виде отдельных фрагментов. Межгорные впадины выполнены кайнозойскими осадками, а также значительным количеством вулканитов, мощность которых возрастает на западе и севере провинции. По геофизическим данным разрывные структуры региона сформировались в условиях растяжения, хотя разрывы со смещениями в горизонтальной плоскости также имеют место. Вследствие этого мощность коры здесь относительно невелика (29—30 км) по сравнению с 43—45 км на прилегающих территориях [Prodehl C., 1970]. Отмечаются также активный тепловой поток и высокая сейсмичность.

Геолого-геоморфологическая характеристика

Северо-Американская плита. Как уже было сказано ранее, центральная часть США, расположенная между Аппалачами и Скалистыми горами, представляет собой обширную равнину, включающую различные плато, холмы и низкогорья. Центральную часть США мы рассматриваем в составе двух основных подразделений: региона Среднего Запада и провинции Великих равнин.

Регион Среднего Запада занимает бо́льшую часть территории Северо-Американской плиты и характеризуется наименее выраженным рельефом. На севере в состав этого региона входит нагорье оз. Верхнего, которое в структурном отношении является южным продолжением Лаврентийского поднятия Канадского щита. К южной части региона Среднего Запада приурочены структурные элементы, соответствующие таким крупным геоморфологиче-

ским единицам, как плато Озарк и горы Уачита (Уошито). Центральные равнины (называемые также Центральной низменностью) образуют «ядро» Мидконтинента.

Второе основное подразделение центральной части США — ее возвышенная западная область, известная под названием Великих равнин, — простирается от канадской границы до р. Рио-Гранде и восточных склонов Скалистых гор.

Центральные равнины. (Центральная низменность). Она занимает более 15% территории собственно США. Эта провинция характеризуется небольшими относительными высотами и слабо расчлененным рельефом; на большей части площади она покрыта чехлом ледниковых или эоловых осадков, сглаживающих неровности рельефа и перекрывающих коренные породы. На севере плейстоценовый покров имеет главным образом моренный характер; в южной и юго-восточной частях провинции, особенно к востоку от Миссисипи, преобладают лёссовые отложения. Эта область характеризуется континентальным климатом, большими запасами поверхностных вод в виде озер и рек и богатыми почвами, способствующими развитию различных отраслей сельского хозяйства.

Коренные породы представлены морскими палеозойскими толщами, преимущественно платформенными фациями, обычно маломощными и смятыми в крупные пологие складки; развиты в том числе конседиментационные структуры.

Район Великих озер образовался в результате переработки ледниками доледниковой эрозионной сети. Впадина оз. Мичиган, являющаяся геологическим ядром этого района, отличается преимущественно молодым рельефом, возраст которого не превышает 15 000 лет.

Северо-западная часть региона (например, Миннесота) представляет собой равнину с незначительными высотами и изобилием мелких озер, развитых на поверхности ледниковых наносов, маскирующих доледниковый рельеф. Между этими двумя озерными областями располагается район Висконсина, лишенный ледниковых отложений. Его доплиоценовый рельеф в четвертичный период изменился незначительно и связан главным образом с перигляциальными рельефообразующими процессами.

К югу от района Великих озер расположена обширная моренная и лёссовая равнина плодородных земель. Это так называемый «пшеничный пояс», протягивающийся на территории штатов Небраска и Огайо. Самые молодые участки равнины довольно плоские, а более древние *глинистые образования* по мере удаления к югу и к западу оказываются наиболее расчлененными и образуют холмистый ландшафт. Еще далее к югу, в районе Осейдж (Канзас—Техас), плейстоценовый покров отсутствует. Здесь полого наклоненные дочетвертичные пласты, до некоторой степени переработанные эрозионными процессами, образовали ландшафт низких холмов и куэст.

Нагорье оз. Верхнего (южная часть Лаврентийского нагорья). Лаврентийское нагорье протягивается с севера на юг, из Канады на территорию США, где его продолжением служат возвышенность, расположенная к западу от оз. Верхнего, а также горы Адирондак (рассмотренные для удобства изложения в разделе «Регион Новая Англия»). Нагорье сложено докембрийскими кристаллическими и осадочно-метаморфическими породами, модифицированными ледниковой эрозией и седиментацией. Некоторые участки характеризуются сглаженным рельефом, наследующим поверхность докембрийского пенеплена, продолжающуюся в виде несогласия под палеозойскими отложениями в *южном направлении. Типичны широкие* унаулирующие структуры, как, например, синклиналь оз. Верхнего. На этой территории обнаружены рудные залежи с большими запасами меди и железа.

Внутренние плато. Область развития этих плато тянется от Огайо через Центральный Кентукки до Теннесси. Здесь основной морфоструктурой является крупное куполовидное поднятие докембрийского фундамента, известное под названием свода Цинциннати. Невысокие, преимущественно известняковые плато создают пологоувалистый рельеф, *сильно отличающийся как от ледникового* ландшафта более северных районов, так и от более расчлененного рельефа Аппалачского плато, расположенного восточнее. Широко распространены уступы, куэсты, небольшие равнины и карстовые образования.

Плато Озарк. Это холмистое плоскогорье, образованное куполовидными структурами пологопадающих палеозойских известняков, окаймляющих выступы докембрийского кристаллического фундамента (например, горы Сан-Франсис). Эрозионные процессы создали холмистый рельеф. Почвы, как правило, довольно низкого качества. В районе «Три-Стейт» (стык штатов Миссури—Канзас—Оклахома) разрабатываются богатые залежи свинцовых руд и угольные месторождения.

Горы Уошито. Горная система Уошито и расположенные неподалеку горы Арбакл (штаты Арканзас и Оклахома) образуют широтный позднепалеозойский складчатый пояс, далеко на востоке соединяющийся с Аппалачами, причем зона сочленения скрыта под впадиной прол. Миссисипи. *Долина р. Арканзас приурочена к параллельной* впадине, являющейся одним из элементов региональной складчатой структуры. На ряде участков обнаружены разрывные нарушения, а также многочисленные интрузивные тела. Таким образом, в тектоническом отношении этот район близок к Аппалачам, однако ввиду его геоморфологической общности с более северными районами (а также пространственной разобщенности с Аппалачами) он рассматривается в составе Центрального региона США.

Великие равнины. В геологическом отношении плита Великих равнин составляет часть Центральной плиты США. Вместе с тем ряд важных особенностей рельефа этой провинции связан с историей развития Скалистых гор. Здесь на докембрийском фундаменте залегает чехол палеозойско-мезозойских морских осадочных пород, образующий в настоящее время широкую меридиональную депрессию с максимальными глубинами вблизи подножий Скалистых гор.

Ларамийские движения раннего мела — раннетретичной эпохи привели к интенсивному сносу обломочного материала с поднимавшихся Скалистых гор. Бо́льшая часть этого материала образовала обширные покровы предгорного аллювия, перекрывшего слабо наклоненные осадочные толщи центральной части плиты, расположенной к востоку от горной системы. Эти предгорные отложения почти полностью погребли под собой Скалистые горы. Современный горный ландшафт обусловлен их последующим (позднекайнозойским) подъемом и расчленением и смоделирован четвертичными климатическими изменениями.

Предгорный аллювий восточного склона Скалистых гор местами полностью сохранился (например, в Вайоминге) и кое-где поднят до современных водоразделов; в других местах предгорья более значительно расчленены. Таким образом, рельеф здесь весьма разнообразен. Район «Высоких равнин» представляет собой первоначально не расчлененную аллювиальную поверхность, монотонно и полого снижающуюся от предгорий к центральным равнинам. На прочих участках эрозия привела к возникновению сложного, резко расчлененного рельефа (бедленд), как, например, в Северной и Южной Дакоте, либо уступов (например, в Центральном Канзасе, на востоке Центрального Колорадо, в долине Пекос и на территории Техаса). На большей части площади Северной и Южной Дакоты предгорные аллювиальные отложения перекрыты ледниковыми осадками, а в перигляциальных районах, особенно в пределах штатов Небраска и Канзас, широко развиты лёссовые отложения и песчаные дюны. В районах Блэк-Хиллс и Центрального Техаса обнажаются докембрийские кристаллические породы с кольцевыми грядами или куэстами палеозойских отложений; в Южном Колорадо и на севере

Нью-Мексико ландшафт в значительной степени смоделирован обширными четвертичными вулканическими излияниями. Великие равнины—район богатейших сельскохозяйственных угодий, особенно пастбищ.

Аппалачский регион (горная система Аппалачей и Прибрежные равнины). Это второе по размеру морфоструктурное подразделение США включает пояс складчатого палеозоя к востоку от Канадского щита и Центральной плиты, а также выклинивающиеся толщи более молодых осадочных пород, слагающих ложе Прибрежных равнин к востоку и к югу от складчатого палеозойского пояса. Геосинклинальные отложения палеозоя были интенсивно дислоцированы, что привело к образованию Аппалачских гор со сложной геологической историей, включающей складчатость, разрывные нарушения, интрузии и метаморфизм главным образом в раннем, среднем и позднем палеозое. Продукты эрозии этих гор поступали на Атлантическую прибрежную равнину и часть Примексиканской равнины; в пределы последней помимо этого привносился обломочный материал из области развития Центральной плиты. Осадочные толщи Прибрежных равнин большей частью неконсолидированные, полого падают в направлении к океану и включают породы позднекайнозойского и мезозойского возраста.

«Юные» Аппалачи (провинция Хребтов и Долин). Эта область развития параллельных хребтов и долин сложена миогеосинклинальными и более поздними экзогеосинклинальными отложениями Аппалачской палеозойской геосинклинали. В ходе проявления нескольких орогенических фаз аппалачской деформации, особенно в позднем палеозое (приблизительно средний девон — поздний пенсильваний). Эти отложения претерпели отрыв от пород основания и подверглись дисгармоничной складчатости.

Образовавшиеся блоки и асимметричные, иногда опрокинутые складки переместились по крупным пологим надвигам в северо-западном направлении. Широко развиты надвиги по наслоению пород, главным образом на юге (например, в Теннесси). В строении провинции на северо-востоке (например, в Пенсильвании) доминирующую роль играют складки. Иногда крупные надвиги по наслоению обнажаются на поверхности; это отмечается на границе с Аллеганским плато.

Согласно гипотезе тектоники плит классическая Аппалачская геосинклиналь сформировалась как рифт между Североамериканским и Евро-Африканским кратонами в самом начале палеозоя. Впоследствии этот рифт неоднократно раскрывался и закрывался. Самые древние (кембрийско-ордовикские) миогеосинклинальные толщи, по-видимому, отражают существование континентального поднятия и формирование на шельфе осадочного клина («миогеосинклиналь») к западу от прото-Атлантики. Последующее столкновение континентальных плит очень скоро привело к деформации этих отложений, денудации возникших гор и накоплению обломочного материала в виде дельтовых отложений на континентальной террасе. Вслед за образованием опрокинутых складок в перми и триасе наступил длительный этап планации. В позднем триасе Аппалачский пояс был нарушен рифтовой системой, которая прослеживается от Джорджии до Северо-Восточной Канады.

Эрозионные процессы, происходившие несколькими циклами после складчатости в мезозойскую эру и третичный период, привели к формированию характерного рельефа гор и долин, в котором отражена тесная взаимосвязь геоморфологии и геологического строения региона. Песчаники и кварциты, имеющие синклинальное и антиклинальное залегание, выступают в виде сильно расчлененных, залесенных хребтов. Долины обычно развиваются на известняках и глинистых породах. Наиболее крупная из таких долин протягивается от Алабамы до Канады. Эта известная «Грейт-Валли», разделяющая области Древних и «Юных» Аппалачей, отличается значительным разнообразием; встречающиеся здесь безлесные холмы чередуются с участками плодородных земель.

Провинция Хребтов и Долин богата полезными ископаемыми, особенно каменным углем и полиметаллами.

Голубые горы. Хребет Голубых гор (Блу-Ридж) представляет собой структурную основу современных Аппалачей. Они сложены преимущественно докембрийскими кристаллическими породами, образовавшими под воздействием процессов денудации резко расчлененный рельеф. Горы Грейт-Смоки («Больших Дымов») являются частью хр. Блу-Ридж. Здесь расположена наивысшая вершина востока США — гора Митчелл (2037 м). В наши дни провинция Голубых гор — это зона отдыха и лесоразведения.

Древние Аппалачи (провинция Пидмонт). Согласно классическим представлениям, нижнепалеозойские эвгеосинклинальные фации Аппалачской геосинклинали были интенсивно деформированы и превратились в метаморфогенно-осадочные породы, развитые сейчас в провинции Пидмонт к востоку от хр. Блу-Ридж (Голубых гор). Здесь часто встречаются интрузивные породы палеозойского возраста. Исходя из концепции тектоники плит, некоторые из этих пород рассматриваются как сочетание океанического субстрата (офиолитовый комплекс), сформировавшегося в некоем древнем подводном хребте, и глубоководных осадков, (например, турбидитов, пелагических илов и т. д.), отложившихся на этих породах. Сложная структура района, высокая степень метаморфизма слагающих его пород и значительная роль магматической деятельности обусловлены, как полагают, столкновением плит. На низменных участках Пидмонта прослеживается триасовая рифтовая зона, характеризующаяся блоковой структурой и вулканизмом. Эта территория подверглась интенсивной эрозии, сформировавшей ландшафт низких пологих холмов, часто с плоскими пенепленизированными вершинами. Район сильно залесен и хорошо развит в экономическом отношении.

Новая Англия. Кристаллические образования Древних Аппалачей простираются в пределы нагорья Новая Англия, где оба типа рельефа — провинции Голубых гор и Пидмонт — оказались приподнятыми и обработанными плейстоценовой гляциальной эрозией (в особенности такой обработке подверглись возвышенные участки) и снивелированными осадконакоплением. Последний процесс сказался в основном на низменностях и прибрежных районах. Поэтому почвы здесь каменистые, рельеф более разнообразен, а озера встречаются чаще, чем на юге. В экономике района основную роль играет промышленность. В разделе «Провинция Новая Англия» рассматриваются горы Адирондак—куполовидное поднятие, геологически сходное с Лаврентийским поднятием Канадского щита.

Приатлантическая равнина. Прибрежные равнины США протягиваются от. о. Лонг-Айленд (или, строго говоря, от п-ова Кейп-Код) до пограничной р. Рио-Гранде и продолжаются далее в пределы Мексики, захватывая п-ов Юкатан. Пологозалегающие кайнозойские отложения прибрежных равнин в относительно удаленных от берега районах перекрывают более древние толщи (до среднемеловых), которые образуют несколько более контрастный рельеф. Характерное для этой провинции падение пластов в сторону моря приводит к формированию куэстового рельефа с невысокими обрывами, обращенными к суше. Фундамент сложен комплексом Аппалачей—Пидмонта, хотя и включает погребенные грабены позднетриасового возраста. Юрские отложения в разрезе отсутствуют. С точки зрения тектоники плит можно предположить, что прилегающий Атлантический современный рифт раскрылся здесь не ранее середины мела. Атлантическая прибрежная равнина за счет поперечного воздымания территории делится на ряд дугообразных элементов; некоторые из них сохраняют активность и в настоящее время. Развиты многочисленные заливы, соответствующие

затопленным речным долинам; особенно это типично для северной части равнины. Вдоль всего Атлантического побережья расположены барьерные пляжи с внутренними лагунами. На севере наиболее характерны ледниковые формы рельефа (Лонг-Айленд—Кейп-Код—Нантакет); на юге широко развиты приподнятые плейстоценовые террасы и неглубокие овальные впадины (так называемые «каролинские заливы»). П-ов Флорида сложен известняками с интенсивным развитием карстовых форм и с отсутствием куэст, типичных для всей остальной площади Приатлантической равнины. Район преимущественно сельскохозяйственный со слабо залесенными землями («песчаные пустоши»). Основа экономики — морские порты.

Примексиканская равнина. Равнина, прилегающая к Мексиканскому заливу, во многих отношениях напоминает Приатлантическую. Впрочем, в отличие от последней отложение посторогенных толщ здесь началось уже в юрский период, а общая мощность осадочного чехла очень велика, иногда более 10 км. Интенсивная седиментация была обусловлена региональным погружением и непрерывным поступлением обломочного материала из обширных внутриматериковых площадей размыва (Аппалачей и Скалистых гор), откуда почти весь материал направлялся на территорию Примексиканской равнины через систему бассейна Миссисипи. Ярким примером такого накопления мощных наносов могут служить обширная дельта Миссисипи и прилегающая к дельте часть залива. Кроме того, значительное количество обломочного материала перемещалось вдоль берега или уносилось в глубь Мексиканского залива; частично этот перенос связан с деятельностью мутьевых потоков. Для участков побережья, удаленных от дельты, характерно развитие барьерных пляжей и куэст. В районе представлены сельское хозяйство и торговля; имеются также ценные полезные ископаемые (нефть, соль, сера).

Кордильеры и западные провинции США. Западная часть территории США с докембрия до настоящего времени являлась обширной ареной разнонаправленных геологических процессов. Палеозойская геосинклиналь с развитием эвгеосинклинальных, миогеосинклинальных и платформенных фаций представляла собой в среднем и позднем палеозое горный пояс, протягивающийся в общем меридиональном направлении. Впоследствии этот пояс стал объектом прогрессирующих деформаций, среди которых можно отметить антлерский орогенез, происшедший в среднем палеозое. В ходе последующего геологического развития регион характеризовался сменой фаций архипелагов, ортогеосинклиналей и зевгогеосинклиналей. Более поздняя седиментация была связана с мезозойскими морями и прекратилась в результате орогенеза в позднем мезозое — начале третичного периода (до эоцена). Существовало представление о том, что структуры, сформировавшиеся в результате этого длительного тектонического процесса, состоят из двух разновозрастных систем, одна из которых образовалась в Скалистых горах в течение ларамийской орогенической фазы, а другая — в Тихоокеанской прибрежной провинции во время невадской орогении (соответственно поздний мел и поздняя юра). Однако по данным определений абсолютного возраста, показавшим временное перекрытие «ларамийской» и «невадской» структур, а также на основании геологических наблюдений следует считать горный пояс Кордильер единой геологической системой. Упомянутые выше более молодые (позднемезозойские — раннетретичные) деформации и последующие денудации, осадконакопление, вулканизм и тектонические подвижки определили современный геоморфологический облик запада США и замаскировали значительную часть его более ранней геологической истории.

Скалистые горы. Скалистые горы на территории США подразделяются на следующие четыре провинции: 1) Северных Скалистых гор, 2) Центральных (Средних) Скалистых гор, 3) Бассейна Вайоминг и 4) Южных Скалистых гор. Восточный край этой горной системы, ограничивающий Великие равнины, часто именуется фронтом Скалистых гор и представляет собой крупный разлом надвигового типа.

Южные Скалистые горы, протягивающиеся от северной части штата Нью-Мексико до южной — Вайоминга, характеризуются горным ландшафтом, типичным для Центрального Колорадо. Ядро гор формируют докембрийские кристаллически породы, поднятые по нормальным сбросам или надвигам. Вышележащие породы, преимущественно палеозойские и мезозойские, были приподняты и расчленены последующей эрозией, создавшей живописные куэсты и гряды, окаймляющие кристаллические ядра. В промежутках между горными районами расположены широкие впадины («парки»), частично заполненные кайнозойскими осадками, принесенными с соседних горных массивов, в течение орогенической фазы. Вулканическая деятельность ограничивалась преимущественно территорией Юго-Западного Колорадо, где в горах Сан-Хуан развит обширный покров лав и туфов; в других районах спорадически встречаются интрузивные тела.

В Скалистых горах проходит так называемый «Континентальный водораздел» — хребет с абсолютными отметками не ниже 1800 м. В пределах Южных Скалистых гор имеются крупные залежи различных металлических руд, обширные леса и многочисленные оздоровительные зоны.

В пределах бассейна Вайоминг структуры фундамента были почти полностью погребены под покровом постларамийских осадков, так что ландшафт характеризуется обширными аллювиальными и озерными равнинами (впадинами), на фоне которых отмечаются участки горных сооружений складчато-сбросового типа. Плейстоценовая денудация осадочного чехла привела к возрождению некоторых погребенных элементов древнего рельефа и к широкому развитию наложенной эрозионной сети. Обнаружены месторождения угля, эвапоритов и нефти.

Центральные Скалистые горы состоят из трех главных горных цепей, разделенных межгорными впадинами, подобно бассейну Вайоминг. По строению Центральные горы Вайоминга напоминают Южные Скалистые горы — с развитием докембрийских кристаллических пород в ядрах хребтов и деформированных осадочных толщ на склонах гор. В Западном Вайоминге, Восточном Айдахо и на прилегающей территории Монтаны развиты невысокие, короткие горные гряды, разделяемые долинами, подобно тому, как это имеет место в провинции Бассейнов и Хребтов (с более интенсивными движениями по плоскостям надвигов). В горах Абсарока и на Йеллоустонском плато древние породы и структуры скрыты под кайнозойскими вулканическими образованиями. В Центральных Скалистых горах имеются сейсмически активные области, что свидетельствует о длительных деформациях, продолжающихся вплоть до настоящего времени. В районе развито скотоводство и земледелие, в широких масштабах осуществляется добыча нефти.

Северные Скалистые горы — разнообразная и сложная горная область, простирающаяся от Айдахо и Монтаны в пределы Западной Канады. Здесь выделяются по меньшей мере три типа горных сооружений. Многие хребты в южной части региона представляют собой блоки палеозойских осадочных пород, сходные с более южными структурами провинции Бассейнов и Хребтов. Юг Центрального Айдахо и некоторые другие участки — это зона интенсивного интрузивного магматизма мелового возраста, представленного в том числе гранитными батолитами, создавшими монотонный, сильно расчлененный ландшафт. В Северной Монтане ларамийские деформации палеозойских толщ обусловили развитие обширных надвиговых покровов, направленных на восток, и отчетливую линейность простираний меридиональных хребтов и долин.

В Северных Скалистых горах обнаружены богатые месторождения полезных ископаемых, имеются значительные лесные ресурсы.

Плато Колорадо. Живописная провинция плато Колорадо включает обширные области развития почти горизонтально залегающих пород преимущественно палеозойского и мезозойского возраста, испытавших дифференциальные подвижки по сбросам и флексурам, связанным со сбросовыми нарушениями. В это плоскогорье была глубоко врезана речная сеть, создавшая крутосклонные каньоны, где взаимосвязь структуры и рельефа выступает отчетливее, чем в каком-либо ином районе мира.

Жесткий геологический контроль форм рельефа, усиленный аридным климатом и слабой растительностью, сделал плато Колорадо тем районом, где проверялись многие важнейшие геологические и геоморфологические идеи, в особенности после классических съемок конца прошлого века. Широко распространены здесь и магматические формы, включая вулканы, вулканические некки, бронированные лавовыми потоками столовые горы и небольшие интрузивные тела (например, лакколиты).

Геолого-геоморфологическое районирование самого плато Колорадо определяется развитием флексур и проявлениями вулканической деятельности. Вулканический материал распространен главным образом в краевых частях плато, блоковые поднятия отмечаются повсеместно. Так, например, район Большого каньона р. Колорадо в структурном отношении оказался значительно приподнятым, отсюда и глубокое расчленение и возникновение грандиозных ущелий.

В провинции широко развиты пастбищное скотоводство, высокогорное лесоразведение и туризм. Здесь установлены довольно большие запасы нефти.

Провинция Бассейнов и Хребтов. Эта провинция пережила сложную геологическую историю, включая палеозойское складкообразование в породах раннепалеозойской геосинклинали (антлерский орогенез), а также мезозойскую геосинклинальную седиментацию и интенсивные деформации во время невадских и ларамийских орогенических движений. Однако современный рельеф сформировался здесь под действием кайнозойских геологических процессов, особенно нормальных сбросов субмеридионального (север-северо-восточного) простирания, развившихся вдоль широкой рифтовой зоны, между Скалистыми горами и Сьерра-Невадой. Денудация горных хребтов обеспечивала обломочный материал для заполнения впадин, в том числе образования конусов выноса и отложений плайевых озер. На севере и западе провинции отмечаются особенно активные проявления вулканизма.

Большой Бассейн, расположенный в основном на территории Невады, характеризуется омоложенным горным рельефом с многочисленными внутренними бессточными впадинами («эндореический» тип бассейна). К северу, в Орегоне, система разрывных нарушений оказывается частично скрытой вулканическими излияниями Колумбийского плато, которые, в свою очередь, деформированы недавними подвижками. Южнее, в Аризоне и частично в Нью-Мексико, разрывные нарушения имеют более древний (раннетретичный) возраст, а горы характеризуются более сглаженным рельефом. Перестройка гидрографической сети и ряд перехватов привели к формированию устойчивого стока в сторону моря («экзореический» тип). Ландшафт юго-восточной части Нью-Мексико и Западного Техаса близок к рельефу плато Колорадо и постепенно переходит в смежную провинцию Бассейнов и Хребтов.

В этом районе имеются населенные оазисы, он весьма богат полезными ископаемыми; здесь, в частности, расположено одно из богатейших медных месторождений мира.

Тихоокеанские Кордильеры. Колумбийское плато часто считают межгорной провинцией, однако геологическое строение фундамента региона тесно связано со строением фундамента Сьерра-Невады и Каскадных гор; поэтому нами эта провинция рассматривается в составе Тихоокеанских Кордильер. Структуры фундамента здесь скрыты гигантскими потоками кайнозойских базальтовых лав. Эти потоки переслаиваются с речными и озерными отложениями, образуя ландшафт плато со слабым структурным контролем (например, обрывы), что обусловлено незначительной литологической изменчивостью.

Региональное расчленение Колумбийского плато часто основывается на возрастной принадлежности поверхностных излияний (отсюда разная длительность эрозионных процессов и, следовательно, различная степень эрозионной обработки). Геолого-геоморфологические подразделения, входящие в состав плато, характеризуются локальными структурными особенностями. Так, в юго-восточных районах Орегона преобладает блоковая структура провинции Бассейнов и Хребтов, на некоторых участках штата Вашингтон важную роль играют пликативные дислокации. В некоторых местах блоки фундамента высоко приподняты над полем развития вулканитов, образуя горные массивы (например, Голубые горы штата Орегон). Плейстоценовая речная сеть создала своеобразные черты рельефа Колумбийского плато, иногда связанные с катастрофическими наводнениями. Эти особенности выражены «скэблендом» и лавовыми потоками («кули») штата Вашингтон.

Горы Сьерра-Невада — крупное блоковое сооружение, в пределах которого блоки наклонены на запад и представлены главным образом гранитными батолитами. Их связывают с проявлениями невадской орогенической фазы (поздний мезозой), хотя внедрение батолитов произошло несколько позднее основных подвижек, характеризовавших эту орогению. В северном направлении возрастает число лавовых потоков, и уже в Каскадных горах вулканы и лавы составляют главный элемент ландшафта.

Береговые хребты Тихоокеанского побережья США включают горные сооружения разных типов. Горы Кламат по литологическому характеру слагающих пород, а также некоторым особенностям геологического развития очень напоминают хр. Сьерра-Невада, хотя блоковая тектоника здесь проявляется значительно слабее. Другие хребты сложены интенсивно дислоцированными осадочными и осадочно-метаморфическими породами. В большинстве горных гряд преобладают складчатые структуры, но в некоторых местах, особенно в Центральной Калифорнии, доминируют разрывные нарушения, деформировавшие третичные морские отложения.

Структура Береговых хребтов сейчас интерпретируется как результат столкновения древних материковых плит и последующей субдукции. Сравнительно недавние деформации были обусловлены дальнейшим косым столкновением, вследствие которого образовался ряд сдвиговых зон, связанных главным образом с правосторонним боковым смещением разлома Сан-Андреас.

Аляска. Этот штат США представляет собой регион, отличающийся крайним разнообразием геологического строения и ландшафта, с горными сооружениями нескольких типов, прибрежными низменностями и рельефом, претерпевшим значительное воздействие ледников. Горная система Аляски включает аналоги Скалистых гор и Береговых хребтов территории собственно США, а также молодую островную дугу (Алеутскую), пересекающую Тихоокеанскую плиту с севера на юг. Между многими горными грядами развиты структурно обусловленные долины субширотного простирания; наиболее обширная прибрежная равнина расположена на берегу Северного Ледовитого океана и приурочена к богатому нефтью Арктическому склону материка. Аляска — страна необычайных природных богатств, пока еще почти не тронутых из-за редкого населения, сурового климата и широкого распространения многолетнемерзлых грунтов.

Гавайи. Гавайский архипелаг (50-й штат США) — это цепь кайнозойских базальтовых вулканов, имеющих общее

субширотное (запад-северо-западное) простирание, возраст которых изменяется от более древних к более молодым в направлении от западной к восточной оконечности архипелага. В пределах главного острова — Гавайи — отмечаются многочисленные вулканы, в том числе получившие широкую известность. Жизненный уклад и размещение населения на этих океанических островах определяются особенностями тропического климата и спецификой сельского хозяйства (см. Гавайский архипелаг, Океания).

Л. Уилсон

АЛЯСКА

Аляска занимает северо-западную оконечность Североамериканского материка. Она расположена к востоку от канадской территории Юкон; граница между ними проходит по меридиану 140° з. д., но на юге территория Аляски протягивается в виде сравнительно узкой полосы вдоль Тихоокеанского побережья вплоть до 130° з. д.

Аляска омывается Тихим океаном, Беринговым морем и Северным Ледовитым океаном и отделена от Чукотского полуострова (СССР) узким и мелководным Беринговым проливом. Территория Аляски охватывает 20° по широте и 58° по долготе. Площадь ее составляет около 1,5 млн. км²; почти такую же площадь занимает Аляскинский континентальный шельф, большая часть которого расположена в пределах Берингова моря.

Климат, геологическое строение и природные ресурсы этого штата весьма разнообразны. Здесь представлен ряд климатических зон — от влажных лесов (на юго-востоке) до полярной (развитой вдоль северного побережья полуострова). На Аляске прослеживаются все основные геоморфологические и структурные элементы западной части Северной Америки, в том числе продолжение Скалистых гор, межгорных плато и тихоокеанских Береговых хребтов (рис. 3). Некоторые из них протягиваются еще дальше на запад, в пределы Северо-Востока СССР. Юго-западная оконечность Аляски включает п-ов Аляску с Алеутским хребтом, а также Алеутские острова — единственную «реальную» островную дугу у Тихоокеанского побережья.

Хотя на Аляске и существует развитая горнодобывающая промышленность, в целом изучение геологического строения ее территории не вышло из рекогносцировочной стадии; значительные площади остаются еще не закартированными. Геологическая служба США и Отдел природных ресурсов Аляски проводят систематические исследования, главным образом в районах, важное промышленное значение которых является уже установленным. В свое время большую роль играла добыча золота и медных руд. Сейчас все еще продолжается в небольших масштабах добыча золота, а также меди, платины, сурьмы, ртути и барита. Имеются крупные залежи низкосортных углей, разрабатываемые только для местного потребления.

В 1957 г. на юге Аляски, вблизи зал. Кука, были открыты крупные залежи нефти, которая сейчас является в этом регионе наиболее ценным полезным ископаемым, особенно после того, как в 1968 г. были выявлены ее крупные запасы на Арктическом склоне Аляски. Многие перспективные на нефть районы, в частности на площади континентального шельфа, остаются еще не изученными.

Поскольку имеющиеся геологические данные для большей части Аляски являются в основном разрозненными, фундаментальные обобщения, посвященные этой территории, практически отсутствуют. Заслуживают упоминания физико-геологический обзор К. Вархафтига, геолого-тектонический Г. Гейтса и Г. Грайка, а также Д. Миллера с соавторами и работы других исследователей (см. список литературы к данной статье). Геологическая служба США опубликовала в 1964 г. ценную сводку по

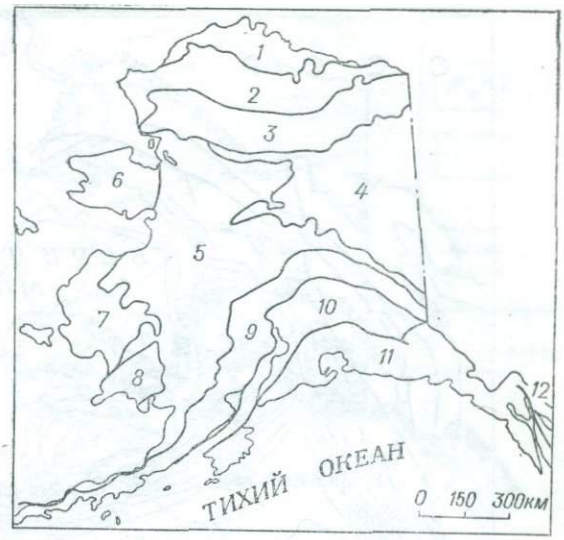


Рис. 3. Геоморфологические провинции Аляски, по К. Вархафтигу [Wahrhaftig C., 1965].

1 — Арктическая прибрежная равнина; *2* — Арктические предгорья; *3* — Арктические хребты; *4* — Северное плато; *5* — Западная Аляска; *6* — п-ов Сьюард; *7* — прибрежная равнина Юкон — Кускоквим; *8* — горы Аклун; *9* — Аляскинско-Алеутская провинция; *10* — Прибрежный трог; *11* — Тихоокеанский окраинный хребет; *12* — Береговые горы Аляски.

геологии и полезным ископаемым Аляски и издала превосходную обзорную карту штата [Dutro J. T., Paune T.G., 1957]. Р. Стоунли [Stoneley R., 1971] впервые дал монографическое обобщение, посвященное структурному развитию Аляски в свете концепции тектоники плит [Grow J.A, Atwater T., 1970; Marlow M. S. e. a., 1973, Moore J. C., 1972, 1973a, 1973].

В петрографической литературе штат увековечен термином «аляскит», предложенным в 1900 г. Дж. Спарром [Spurr J. E., 1900] для обозначения щелочных гранитов — светлоокрашенных интрузивных, в том числе дайковых, пород, состоящих главным образом из щелочного полевого шпата и кварца.

Климат и природные условия

Климатические условия Аляски крайне разнообразны. Длинный и узкий юго-восточный выступ — п-ов Аляска, большая часть Тихоокеанского побережья и Алеутские острова характеризуются очень влажным и холодным морским климатом. Поэтому в Юго-Восточной Аляске возможно существование пышных лесов умеренной зоны (с преобладанием западной тсуги и ели ситхи) в непосредственной близости от обширных ледяных покровов Береговых гор, с которых опускались ледниковые языки, достигавшие иногда поверхности моря. Объем осадков зависит от высоты рельефа и иногда превышает 550 см/год. Благодаря нивелирующему влиянию Тихого океана колебания температур вокруг среднегодового уровня (+5° С) очень незначительны.

В период максимального развития плейстоценового оледенения [Hopkins D. M., 1967] бóльшая часть побережья и континентального шельфа Южной Аляски, а также хр. Брукс на севере были полностью покрыты ледниками; внутренние районы Аляски, как правило, не подвергались оледенению (рис. 4). Лесной покров быстро восстановился после отступления последнего ледника. Граница распространения древесной растительности на Тихоокеанском побережье определяется как температур-

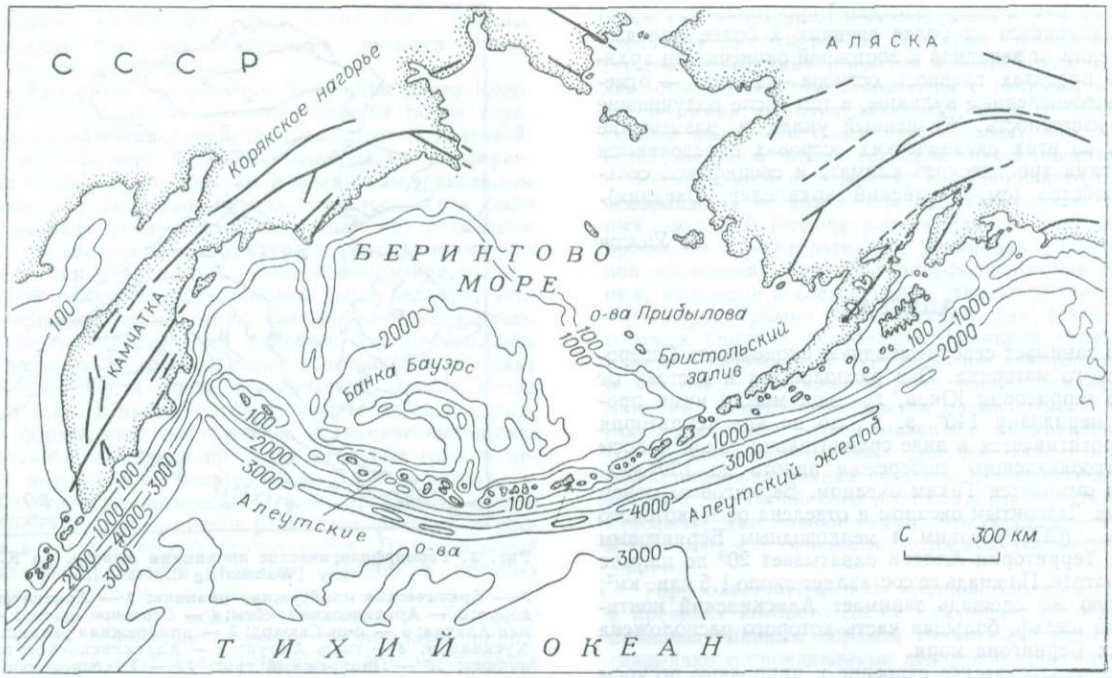


Рис. 4. Схематическая батиметрическая карта Берингова моря и Алеутской островной дуги [Burk C. A., 1965].

Области Берингова моря: мелководного шельфа (так называемая «Берингия»), бывшая сушей в течение последнего ледникового максимума, и глубокая котловина Беринга, расположенная в юго-западной части моря. Границей их служит, по всей вероятности, современное положение мезозойской островной дуги. Изобаты приведены в фатомах.

ными условиями, так и режимом ветров. Под действием постплиоценового улучшения климата ныне она смещается по направлению на восток и на юг; уже в исторические времена эта линия миновала район г. Кадьяк, полностью лишенный лесов в конце XVIII в. (в период русских поселений), а теперь — с хорошо развитым на небольших высотах лесным покровом. Алеутские острова сейчас незалесены, но на участках, защищенных от ветра, деревья существуют. Все юго-западное побережье Аляски подвержено частым штормам и туманам. Хотя температуры не особенно низкие, климат здесь суров и бóльшая часть флоры и фауны соответствует значительно более высоким широтам.

Береговые горы Аляски относятся к наиболее высоким вершинам Северной Америки. Они характеризуются хорошо развитым современным горным оледенением, образовавшимся в результате совместного воздействия низких температур, значительных высот и обильного выпадения осадков [Péwé T. L., Reger R. D., 1972]. Берингов и Маласпинский ледники центральной зоны побережья зал. Аляска — единственные сохранившиеся в мире примеры распространенного в плейстоцене явления — предгорных и горных ледников, которые сливались у подножия и распространялись на прибрежной равнине.

Внутренней Аляске свойствен континентальный климат высоких широт, характеризующийся значительными колебаниями температур. В Фербенксе (со среднегодовой температурой —4° С) зарегистрированы колебания от +38 до —55° С. Зимой иногда по нескольку недель подряд держатся температуры ниже —40° С; летние температуры чаще всего составляют +(20÷25)° С. Среднегодовое количество осадков — 35 см, но скорости испарения невелики, и внутренние районы довольно хорошо увлажнены. Бóльшая часть площади Аляски 8 месяцев в году (с октября по май) покрыта снегом. Внутренняя Аляска, особенно в долинах рек, на возвышенностях и на недавних палах, покрыта еловой субарктической тайгой с примесью ивы, березы, ольхи и осины. На плохо дренируемых участках развиты сфагновые болота. Многолетняя мерзлота распространена повсеместно (часто с отчетливыми ледяными клиньями — следами последнего похолодания). Благодаря малому количеству осадков внутренние области Канады никогда не подвергались покровному оледенению. Несмотря на это по всей территории встречаются ледниковые и приледниковые образования, а 25% площади перекрыто рыхлыми четвертичными и голоценовыми осадками.

По всей Аляске, но особенно на северных склонах хр. Брукс, широко распространена тундра — типичная арктическая и альпийская флора мхов, лишайников, трав, камышей и карликовых цветковых растений. Зона Арктического склона (в частности, северных отрогов хр. Брукса) находится в условиях арктической зоны. Разница максимальных температур здесь меньше, чем в центральных районах, но среднегодовая температура составляет всего лишь около —12° С. Осадков выпадает немного (15 см/год), но из-за низкой скорости испарения и плохого дренажа образовалось множество мелких озер. Здесь часты жестокие штормы, но они приносят мало влаги, так как Северный Ледовитый океан покрыт льдом.

Геоморфологическая характеристика

Бóльшая часть Аляски покрыта горами, разделенными долинами крупных рек. Геоморфологическое районирование территории сходно с подразделением запада США и Канады (рис. 3). Система Тихоокеанских Кордильер в пределах Аляски состоит из Береговых гор (прибрежное низкогорье), Аляскинского хребта и разделяющих их низменных участков. Эта система может быть сопоставлена с Береговыми хребтами, Прибрежной низменностью и горами Сьерра-Невада территории собственно США.

Хр. Брукс сравнивали с системой Скалистых гор, но, по-видимому, эта аналогия неправомерна; скорее, его можно сопоставить с Арктической тектонической провинцией, включающей Канадский Арктический архипелаг и о. Врангеля на Восточно-Сибирском шельфе.

В Аляске горный пояс Кордильер меняет свое простирание на западное, испытывает виргацию и разделяется на две горные цепи, между которыми расположена полоса пониженных участков рельефа. Южная горная цепь включает горы Фэруэтер, Чугач и Кенаи и простирается в юго-западном направлении к о. Кадьяк. Она отделяет *от материка зал. Аляска с примыкающей довольно узкой* полосой прибрежной равнины, вдоль которой развит континентальный шельф.

Северная цепь, состоящая из хребтов Св. Ильи, Врангеля и Аляскинского, переходит в преимущественно вулканический Алеутский хребет. Она отделена от хр. Кенон-Чугач долиной р. Коппер и низменностью зал. Кука, содержит ряд действующих вулканов (особенно в западной части) и наиболее высоких гор Северной Америки. На Алеутском хребте и в пределах Алеутской островной дуги имеется не менее 76 вулканов, из которых на 36 с 1760 г. были отмечены признаки большей или меньшей активности. В системах Тихоокеанских Кордильер Аляски широко распространено современное горное оледенение, особенно в Береговых горах на юге и востоке региона, имеющих обширные ледниковые поля. Такие условия сохранялись здесь, изменяясь только по степени активности, на протяжении последних 3 млн. лет. В настоящее время снеговая граница проходит на высоте около 1000 м вдоль южного побережья и до 3000 м на северных склонах гор.

Во Внутренней Аляске расположен ряд широких долин, основными из которых являются долины р. Юкон и его притоков, а также рек Танана и Коюкук. К северу от западных отрогов Аляскинского хребта течет р. Кускоквим, в устьевой части почти соединяющаяся с р. Юкон и образующая с ним совместную обширную дельту в Беринговом море. Основные долины разделяются средневысотными горными хребтами и возвышенностями. В горах Внутренней Аляски не отмечается современных ледников, но они несут признаки спорадической ледниковой активности времени максимума плейстоценового оледенения. На возвышенностях широко распространены лёссовые отложения, иногда мощностью до десятков метров. На многих участках наблюдаются ледяные бугры.

В течение всего позднего кайнозоя горные гряды на севере и юге, по-видимому, блокировали выпадение атмосферных осадков, создавая повышенную континентальность климата, и поэтому в пределах внутренних областей Аляски никогда не было покровных ледников. Эта свободная от ледяного покрова зона могла служить главным путем миграции первобытных людей и арктической фауны между Азией и Северной Америкой в тот период, когда вследствие понижения уровня океана на месте Берингова пролива существовал перешеек.

Широкий континентальный шельф Берингова моря служит продолжением Внутренней провинции Аляски (рис. 4). На востоке рельеф шельфа осложнен немногочисленными островами, на севере он сливается с Восточно-Сибирским шельфом, образуя так называемую Берингию — обширную шельфовую зону, в прошлом служившую континентальным мостом. Этот «Берингов мост» связывал Северную Америку с Азией в период гляциоэвстатического понижения уровня Мирового океана в плейстоцене [Hopkins D. M., 1967]. Реки Юкон и Кускоквим выносят на шельф значительные массы осадков, бóльшая часть которых транспортируется прибрежными течениями и осаждается к северу от Берингова пролива.

Во время низких стояний уровня Мирового океана эти осадки либо отлагались во впадинах шельфа, либо выносились к югу, в абиссальные зоны Берингова моря. Боль-

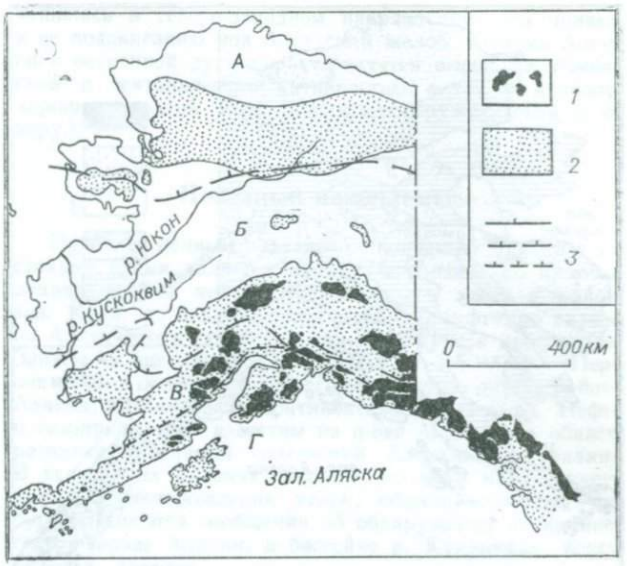


Рис. 5. Современное и плейстоценовое оледенения Аляски, по К. Вархафтигу, схематизировано [Wahrhaftig C., 1965].

А — области развития сплошной многолетней мерзлоты; *Б* — области развития многолетней мерзлоты с участками отсутствия многолетнемерзлых пород; *В* — районы с отдельными участками многолетней мерзлоты; *Г* — территория с полным отсутствием многолетнемерзлых пород.

1 — современные ледники; *2* — площади распространения плейстоценовых ледников; *3* — границы многолетней мерзлоты.

шие масштабы такого дренажа в период максимума оледенения подтверждаются хорошо развитой системой подводных каньонов со сливающимися между собой глубоководными конусами выноса.

Хр. Брукс и его западное продолжение — горы Де-Лонг и Бэрд — образуют расчлененный водораздел между Внутренней Аляской и ее Арктическим склоном. Эта горная цепь характеризуется меньшими высотами по сравнению с Аляскинским хребтом. Прямое воздействие ледников благодаря малому количеству атмосферных осадков было здесь незначительным. Современное оледенение представлено небольшими горными ледниками на востоке хр. Брукс.

Широко развиты перигляциальные явления, и практически повсеместно распространена многолетняя мерзлота (рис. 5). На аллювиальных террасах отмечаются ледяные бугры.

В пределах Арктической прибрежной равнины мощность многолетнемерзлых грунтов достигает сотен метров. Летнее оттаивание грунта редко превосходит 1 м, поэтому дренаж очень плохой и широко распространены озера и заболоченная тундра. Термокарстовые озера ориентированы параллельно преобладающим ветрам; на большей части прибрежной равнины хорошо развита сеть участков, ограниченных ледяными клиньями. Рельеф Арктического склона очень пологий, в некоторых местах единственные возвышения связаны с ледяными буграми. Все реки берут начало в отрогах хр. Брукс, сильно меандрируют и во время весенних паводков выносят большие массы взвешенных наносов; в остальное время они имеют очень незначительный сток.

Тектоника

Начиная с раннего палеозоя орогенические процессы территории Южной Аляски были приурочены к ряду поясов, протягивающихся параллельно континентальной

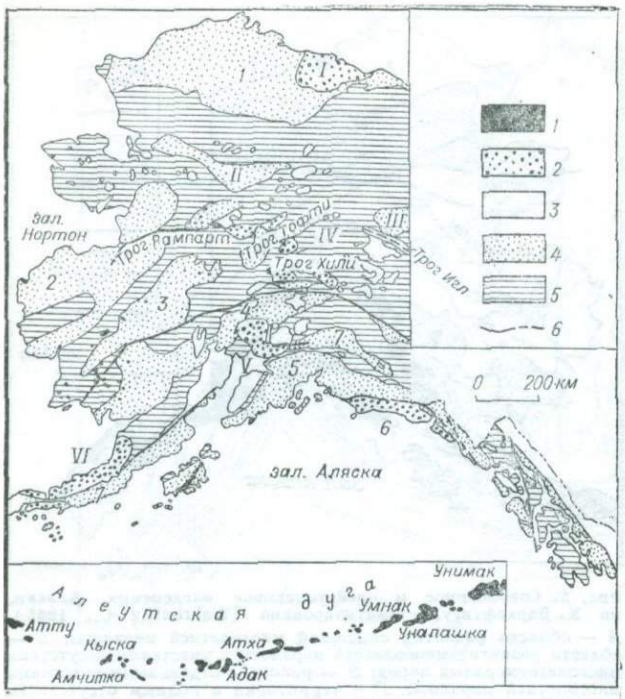


Рис. 6. Морфоструктурные элементы Аляски, по Г. Гейтсу и Г. Грику, упрощенная схема [Gates G. O., Gryk G., 1963].

1 — третичные и четвертичные изверженные и пирокластические породы; *2* — третичные отложения; *3* — позднемезозойские изверженные породы; *4* — верхнемезозойские геосинклинальные осадки; *5* — площади развития мезозойских геоантиклиналей; *6* — основные разломы.

I—VI — бассейны: *I* — Сагаванирктон, *II* — Кобук, *III* — Кандик, *IV* — Минто-Флатс, *V* — Кук-Инлет, *VI* — Бристол-Бей; *1—7* — геосинклинали: *1* — Колвилл, *2* — Коюкук, *3* — Кускоквим, *4* — Аляскинского Хребта, *5* — Хр. Чугач, *6* — Якатага, *7* — Матануска (синклиналь).

окраине (рис. 6). Эту особенность можно представить как последовательное наращивание массы континента закрывающимися эвгеосинклиналями. Структура эвгеосинклинальной области осложнилась локальными внедрениями интрузий гранитоидов и вулканизмом, а на ряде участков неоднократным усилением тектонических процессов.

Юго-восточная часть Внутренней Аляски сложена сильно метаморфизованным комплексом осадочных и вулканогенных пород нижнего палеозоя. Здесь установлено несколько тектонических циклов; последний активный этап тектонической деятельности связывают с концом миссисипия или с пенсильванием. В южной части региона, на месте современного Аляскинского хребта, существовала пермо-триасовая геосинклиналь, подвергшаяся метаморфизму в ранней юре. Еще дальше к югу, в районе системы гор Чугач—Св. Ильи, развилась юрская геосинклиналь, подвергшаяся складчатости в течение мелового периода. В области внешних склонов гор Чугач и, вероятно, под дном прол. Принс-Ульям существовала меловая геосинклиналь, смятая в складки в раннетретичную эпоху.

Прибрежная равнина и континентальный шельф центральной части зал. Аляска вмещали третичную геосинклиналь, развивавшуюся до начала четвертичного периода. Унаследованные третичные впадины располагаются также на части континентального шельфа Берингова моря и на прилегающей низменности. Алеутский желоб к югу от п-ова Аляска и Алеутской островной дуги можно считать элементом современной эвгеосинклинали.

Наиболее заметная морфоструктурная особенность Южной Аляски — резкий изгиб в простирании Аляскинского хребта, отмечаемый северо-восточнее зал. Кука. К востоку от этого изгиба хребет протягивается в юго-восточном, а к западу от него — в юго-западном направлении; при этом угол разворота составляет не менее 65°. Крупные зоны разломов Южной Аляски и прилегающей части внутренней территории имеют такую же конфигурацию; в нескольких наиболее крупных системах разрывных нарушений отмечаются правосторонние горизонтальные смещения. Они свидетельствуют о том, что эта часть региона неоднократно испытывала вращение (против часовой стрелки) относительно Северной Аляски. Зона разломов Денали, расположенная непосредственно к северу от Аляскинского хребта, была прослежена от фиордов Юго-Западной Аляски на запад через Бристольский залив до южной части Берингова моря. В системе гор Чугач — Св. Ильи, примыкающей к северной границе прибрежной равнины зал. Аляска, преобладали, по всей вероятности, вертикальные движения.

В тектоническом отношении Северная Аляска построена более просто, чем Южная. Миогеосинклинальные условия продолжались здесь в течение большей части палеозоя и мезозоя и завершились юрскими орогеническими движениями. Все это время источник обломочного материала располагался севернее современной береговой линии. Ось юрских поднятий соответствовала осевой зоне хр. Брукс, к северу от которой сформировался прогиб, выполненный осадками флишевых фаций. В хр. Брукс и к западу от него в раннем кайнозое происходило интенсивное надвигание в северном направлении покровов древних отложений, а также отмечалось оползание этих покровов по склонам гор.

Стратиграфия

В разрезе Аляски представлены отложения всех геологических периодов [Dutro J. T., Payne T. G., 1957] Полагают, что бо́льшая часть площади штата сложена метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя. Они обнажаются в юго-восточных, центральных и западных районах Аляски. Наиболее обширной площадью выходов характеризуются кристаллические сланцы Берч-Крик — толща сильно метаморфизованных эвгеосинклинальных образований, представленных осадочными и вулканогенными породами предположительно раннепалеозойского возраста; ими сложено Юконско-Тананское плато. Непосредственно севернее, в районе рек Юкон—Поркьюпайн, залегают неметаморфизованные морские осадочные породы докембрия. Имеются сообщения о нахождении осадочно-метаморфических толщ предположительно докембрийского возраста в районе гор Аклун (Западная Аляска).

На Аляске повсеместно широко развиты палеозойские и мезозойские осадочные породы; на юге — это эвгеосинклинальный комплекс граувакк, аркозов и глинистых сланцев, местами с значительным количеством вулканитов. Миогеосинклинальные условия Северной Аляски привели к накоплению больших мощностей морских известняков, песков и глин, в которых недавно были обнаружены значительные запасы нефти. Эти толщи повсеместно обнажаются в хр. Брукс и погружаются под Арктический склон, где они (в частности, миссисипские толщи) содержат прекрасные коллекторы. Фациальные особенности палеозойских и мезозойских отложений Арктического склона позволяют высказать довольно уверенное предположение о том, что к северу от современной границы континента располагалась тыловая область орогена. Другая крупная зона накопления мезозойских обломочных пород (граувакк) располагалась в районе р. Кускоквим, вблизи Берингова моря. К северу от этой зоны, в провинции Юкон—Коюкук, отмечено широкое развитие меловых вулкано-

генно-обломочных пород, переходящих вверх по разрезу в неморские фации.

В Береговых горах южной части Аляски отмечается особенно полный разрез кайнозоя, а локальные впадины, выполненные третичными и четвертичными осадками, встречаются на всей территории штата. В частности, было установлено, что третичные толщи впадины зал. Кука вмещают крупные нефтяные залежи. Бóльшая часть континентального шельфа Аляски также сложена третичными породами, которые могут оказаться перспективными в отношении нефтегазоносности. Оледенение на Аляске местами могло начаться уже в миоцене, а в плиоценовых и четвертичных отложениях повсеместно встречаются ледниковые глины, лёссы и ледниково-морские отложения.

На многих участках развиты интрузивные и вулканогенные породы мезозойского возраста. Они могут быть в общем подразделены на две возрастные группы — среднемезозойские (невадские), локализованные главным образом в районе Аляскинского хребта, и позднемезозойские (ларамийские), залегающие к северу от р. Юкон. В Береговых горах Аляски залегают кайнозойские интрузивные тела; в течение всей кайнозойской эры на различных участках Южной Аляски происходила интенсивная вулканическая деятельность. Имеются действующие вулканы, на востоке региона они доходят до гор Врангеля. В западной части провинции — на п-ове Аляска и в пределах Алеутской островной дуги — вулканизм доминирует над всеми остальными геологическими процессами.

История геологического развития

Несмотря на сравнительно слабую изученность Аляски, исключающую в настоящее время проведение фундаментального обобщения, учитывающего все особенности ее геологического строения, уже сейчас имеется полная возможность на основе современных геотектонических представлений восстановить в общих чертах историю геологического развития этого региона. На протяжении палеозойской и большей части мезозойской эр она неотделима от геологической эволюции Запада Северной Америки.

Южная часть Аляски по всем признакам соответствовала эвгеосинклинальной зоне, приуроченной к континентальной окраине. В пределах этой зоны имело место не менее пяти различных геологических циклов, в том числе позднепалеозойский (сопровождавшийся субдукцией), раннеюрский, позднеюрский, раннетретичный и позднетретичный. Алеутскую островную дугу и сопряженный с ней Алеутский желоб можно считать областью современной геосинклинали.

В Северной Аляске на протяжении большей части палеозоя и мезозоя источник сноса обломочного материала располагался на севере, на территории, расположенной ныне под уровнем моря. В средней юре здесь сформировалась миогеосинклиналь, обращенная к северу.

Согласно концепции тектоники плит, Аляска, прежде чем занять свое современное положение, по-видимому, начиная с середины мелового периода испытывала вращение. Согласно одной из гипотез, северо-восток Сибири и Северная Америка представляли собой части единой континентальной плиты, которая претерпела изгиб в процессе разрастания дна Северного Ледовитого океана.

Вращение Аляски до такого положения, при котором она образовала вместе с Северо-Американскими Кордильерами зону общего простирания, могло привести к тому, что Канадский Арктический архипелаг оказался бы напротив северного побережья Аляски. В этом случае Арктический архипелаг служил бы именно тем источником сноса в пределах акватории, обломочный материал которого участвовал в формировании осадочного чехла Арктического склона. Одновременно Тихоокеанская плита переместилась в северо-западном направлении, что привело к ее поддвиганию под Алеутский желоб. Система Алеутской островной дуги характеризуется высокой сейсмической и тектонической активностью, а также наличием хорошо развитой зоны Беньофа, погружающейся к северу.

Полезные ископаемые

Наиболее ценным полезным ископаемым Аляски в настоящее время является нефть. Первоначально промышленная добыча нефти осуществлялась лишь в районе зал. Кука, но позднее были выявлены нефтяные залежи на Арктическом склоне, между хр. Брукс и побережьем. Запасы их оцениваются от 750 млн. до 1,5 млрд. т. Перспективны в отношении нефтегазоносности и другие районы Аляски, в особенности континентального шельфа. Нефте- и газопроявления известны на п-ове Аляска и в области развития третичных отложений Аляскинского залива. В нескольких районах открыты, но пока мало изучены крупные месторождения углей, обычно каменных или бурых. Имеются сообщения об обнаружении на крайнем северо-западе Аляски, в бассейне р. Кукпоурук, коксующихся углей.

В прошлом Аляска получила мировую известность именно как золотоносная провинция, но в последние десятилетия добыча золота упала из-за истощения известных россыпей. Всего до 1960 г. было добыто почти 30 млн. унций (более 93 т) этого металла. Среди главных золотоносных участков могут быть выделены речные россыпи Внутренней Аляски (Фербенкс, Айдитарод, Чизана, Ливенгуд), знаменитые пляжевые россыпи Номы и несколько жильных месторождений района Жюно и в некоторых других местах.

С 30-х годов нашего столетия из россыпей у бухты Гудньюс добывалась платина. В районе Кетчикана на юго-востоке Аляски и в верховьях р. Коппер (Аляскинский хребет) разрабатывалась медь в значительных количествах. В настоящее время находится в эксплуатации медное месторождение вблизи Борнита, на северо-западе региона. В горах Кускоквим обнаружены крупные запасы ртути. У Питерсберга, в юго-восточной части провинции, производится добыча барита в небольших масштабах; добываются также нефрит и тальк. *Ф. Ф. Райт*

АППАЛАЧСКИЙ РЕГИОН

Аппалачский регион приурочен к северо-востоку США и протягивается от г. Нью-Йорка на 1400 км в юго-западном направлении до г. Алабама; ширина его достигает 500 км. Собственно Аппалачи представляют собой обнаженную часть Аппалачского орогенического пояса, известную под названием гор Аппалачей или Аппалачского нагорья. Они сложены породами, подвергшимися различным деформациям и претерпевшими последующую длительную денудацию, которая привела к формированию современного рельефа — гор, плоскогорий, низменностей и т. д. В их ориентировке и форме чувствуется сильное влияние особенностей тектонического строения региона. Вытянутость горных поясов Аппалачей в общем северо-западном направлении соответствует простираниям основных структурных элементов региона. С севера-запада на юго-восток в системе Аппалачей выделяются следующие провинции.

1. Аппалачское плато (в его составе — Аллеганское плато и плато Камберленд) является наиболее внутренней (относительно материка) зоной и сложено слабо дислоцированными толщами (рис. 7). Активная денудационная деятельность создала здесь сложный лабиринт кряжей, разделенных долинами. Рельеф плато повышается от вну-

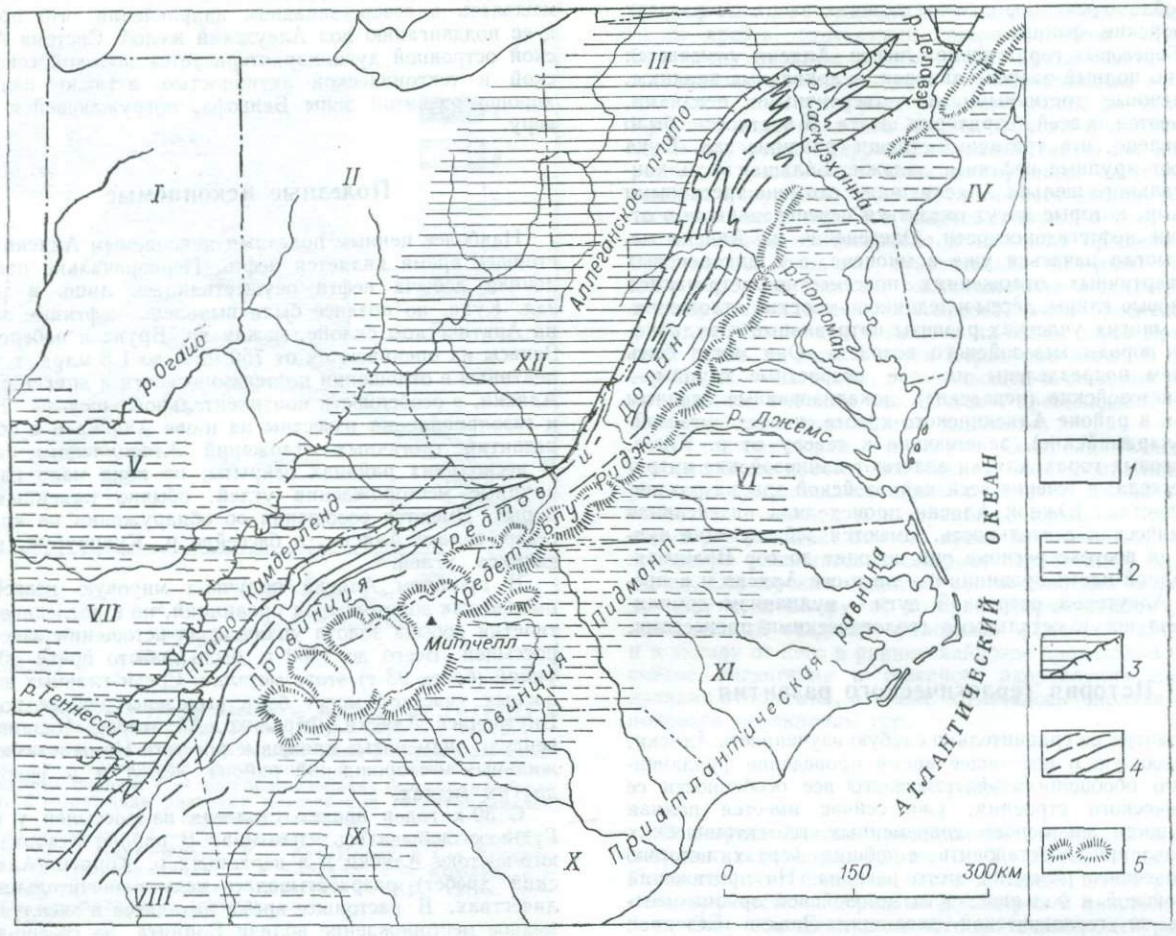


Рис. 7. Карта Аппалачского региона с основными геоморфологическими элементами.

1 — равнины; *2* — районы с низким, расчлененным рельефом; *3* — плато, ограниченные уступами; *4* — вытянутые хребты и долины; *5* — горы. *I—VIII* — штаты: *I* — Индиана, *II* — Огайо, *III* — Пенсильвания, *IV* — Нью-Джерси, *V* — Кентукки, *VI* — Виргиния, *VII* — Теннесси, *VIII* — Алабама, *IX* — Джорджия, *X* — Южная Каролина, *XI* — Северная Каролина, *XII* — Западная Виргиния.

тренних равнин к юго-востоку и достигает в восточной части Западной Виргинии 1500 м. Юго-восточная граница рассматриваемой провинции определяется четким линейным уступом.

2. Провинция Хребтов и Долин характеризуется более интенсивной складчатостью слагающих ее пород, которые были нарушены разрывами и расчленены соответственно степени их устойчивости к выветриванию на ряд субпараллельных хребтов и долин. Хребты сложены, как правило, песчаниками и кварцитами, а долины — преимущественно известняками.

3. Провинция Голубых гор (Блу-Ридж), или осевого хр. Аппалачей, отличается сравнительным однообразием разреза, представленного по большей части кристаллическими породами. Эта провинция простирается от Южной Пенсильвании до Северной Джорджии (рис. 7). Она начинается на северо-востоке в виде узкой горной цепи, которая расширяется к юго-западу и переходит в обширное нагорье, включающее такие вершины, как гора Митчелл в Северной Каролине (2027 м).

4. Провинция Пидмонт (Пьедмонт), или Предгорий, сложена метаморфическими и интрузивными породами, образовавшими в результате денудации ландшафт пологих холмов и останцовых гор. Вдоль юго-восточной границы провинции породы орогенического пояса погружаются под более молодые отложения Приатлантической равнины. Уклоны рек, текущих с плато Пидмонт на прибрежную равнину, на границе этих морфоструктур резко меняются, образуя перепад — так называемую «зону водопадов». Приатлантическая равнина на юго-западе сливается с Примексиканской низменностью, которая пересекает юго-западное продолжение горного пояса, ограничивая с этой стороны Аппалачи.

Поверхностный сток водотоков Аппалачского региона от Пенсильвании до Виргинии направлен на юго-восток, в Атлантический океан, и осуществляется реками Саскуэханна, Потомак, Джеймс и другими, стекающими с плоскогорий на северо-западе и разрезающими на юго-востоке хребты серией глубоких ущелий. От центральной части Виргинии к юго-западу реки Атлантического бассейна берут начало на юго-восточных склонах хр. Блу-Ридж. Остальная часть территории Аппалачского региона дренируется в северо-западном направлении, в бассейн р. Огайо.

Ландшафт Аппалачского региона сформировался под действием процессов денудации и речной эрозии, и лишь на крайнем севере (штаты Нью-Йорк и Пенсильвания) он был частично преобразован плейстоценовыми ледниками.

Многие возвышенные районы характеризуются «каменными цирками», моренными грядами и другими ледниковыми формами рельефа. Выветривание коренных пород привело к образованию элювиальных глин и почв, достигающих на юге, в области развития пород, наиболее подверженных выветриванию (карбонатных, метаморфических, интрузивных), довольно большой мощности. Большинство возвышенностей покрыто густыми и разнообразными хвойными и широколиственными лесами.

Стратиграфия

В Аппалачском регионе выделяются следующие три типа разреза: 1) северо-западный, представленный в провинции Хребтов и Долин и на прилегающих плато; это хорошо известный миогеосинклинальный палеозойский разрез, переходящий по направлению к внутренним областям материка в платформенные фации; 2) центральной зоны, или провинции Голубых гор, где из-под покрова палеозойских отложений выступают докембрийские образования нескольких возрастных подразделений; 3) юго-восточный (провинции Пидмонт) — толща метаморфизованных эвгеосинклинальных пород докембрийского и раннепалеозойского возраста, прорванная крупными интрузивными телами.

Провинция Хребтов и Долин и район Аппалачского плато. Разрез провинции Хребтов и Долин сложен осадочной толщей мощностью до 10 000 м, включающей все стратиграфические отделы палеозоя, не разделенные заметными перерывами или несогласиями. По направлению к внутренней части платформы мощность разреза уменьшается и он становится менее полным. Данные бурения на плато показали, что кембрийские образования, составляющие основную часть разреза провинции, выклиниваются к северо-западу.

В разрезе присутствуют вулканические толщи. В базальных слоях кембрия в Теннесси и Виргинии и в среднем ордовике Пенсильвании встречены единичные лавовые потоки. В некоторых зонах ордовикского разреза широко распространены тонкие прослои вулканических пеплов (метабентонитов).

Докембрий, подстилающий палеозойские отложения, обнажается в районе Голубых гор, а далее к северо-западу он залегает на глубине. Значительная часть поверхности провинции Хребтов и Долин сложена породами от кембрийского до девонского возраста, хотя во многих синклиналях сохранился и миссисипий. Пенсильваний слагает бо́льшую часть северо-западной территории плато; здесь он перекрывается останцами нижнепермской толщи. В отдельных случаях пенсильванские отложения сохраняются в ядрах синклиналей и на юго-востоке (например, во впадинах Антрацит и Бродтоп в Пенсильвании и близ Бирмингема в Алабаме). Вдоль западного склона Голубых гор отложения докембрия перекрываются нижнекембрийскими обломочными породами (аркозами, кварцитами и аргиллитами). Выше по разрезу в провинции Хребтов и Долин залегает мощная толща карбонатных пород (известняков, доломитов, местами известковистых глин), включающая участки развития кембрийских, нижне- и местами среднеордовикских отложений. Верхняя часть разреза более разнообразна; карбонатные пласты маломощны и не имеют сплошного распространения, бо́льшая часть разреза представлена обломочными породами, при этом морские осадки снизу вверх сменяются континентальными.

Морские обломочные породы местами начинаются со среднего ордовика, иногда — выше; неморские появляются в позднем девоне или на различных стратиграфических уровнях в миссисипии; преобладают они в пенсильвании и в верхней перми. В пенсильванских отложениях обнаружены угольные залежи, угли встречаются также в миссисипии и в отложениях нижней перми. В разрезе силура и миссисипия залегают пласты эвапоритов. Терригенные породы ордовика и более молодого возраста образовались за счет сноса обломочного материала, источник которого располагался на юго-востоке. В северо-восточном направлении не только уменьшается мощность этих пород, но они становятся более тонкозернистыми. По данным гипотезы тектоники плит источники сноса располагались в области современной Северо-Западной Африки.

Провинция Голубых гор. Фундамент Аппалачей обнажается в срединной части Голубых гор, протягивающейся от Мериленда до Северной Каролины. Он слагается комплексом метаморфических и интрузивных пород (граниты, мигматиты, ортогнейсы), возраст которых по радиологическим данным определяется около 1 млрд. лет (т. е. соответствует среднему протерозою). Породы аналогичного состава и возраста вскрыты скважинами на плато в северо-западной части провинции. Они обнажаются на юго-востоке в куполах близ Балтиморы (Мериленд); отмечаются также их довольно малочисленные выходы в провинции Пидмонт.

Кристаллическое основание провинции Голубых гор перекрывается вышележащими толщами со значительным несогласием. Местами эти толщи представлены нижнекембрийскими обломочными породами, но чаще это верхнепротерозойские образования. На северо-востоке провинции верхний протерозой представлен мафическими (до фельзитовых) лавами с абсолютным возрастом 800 млн. лет, но между ними и фундаментом обычно залегает тонкий слой осадочных пород; он представляет собой выклинивающую часть толщи, характеризующуюся в пределах Пидмонта довольно значительной мощностью (см. ниже). Средний протерозой юго-западной части данной провинции целиком сложен невулканическими обломочными породами серии Окои, мощность которой превышает 8000 м.

Провинция Пидмонт. Эта провинция расположена к юго-востоку от рассмотренной выше. Как и в области Хребтов и Долин, расположенной северо-западнее, здесь развит осадочный комплекс, залегающий на докембрийском фундаменте, однако стратиграфия его во многом остается неясной из-за глубокого и повсеместного метаморфизма слагающих толщ, обилия интрузий и практического отсутствия фауны. Отложения нижней части комплекса, по всей вероятности, наиболее широко развиты на северо-западе провинции, где она включает серию Гленарм (Мериленд и Пенсильвания), группу Эвингтон и формацию Линчберг (Виргиния), а также безымянные паракристаллические сланцы и парагнейсы в остальных районах.

Все эти толщи содержат значительные количества обломочных пород в разрезе (от мелко- до грубозернистых), иногда с ритмической слоистостью и другими характерными признаками турбидитов. Возраст их, по-видимому, варьирует от позднепротерозойского до кембрийского; при этом протерозойская часть разреза является продолжением серии Окои и, возможно, коррелируемых с ней осадочных пород провинции Голубых гор.

Несколько более молодые палеозойские отложения присутствуют в ядрах синклиналей на северо-западе Пидмонта и еще более распространены на юго-востоке, особенно в Каролинском сланцевом поясе (рис. 8). На отдельных участках в них удалось обнаружить редкие кембрийские и ордовикские окаменелости. Единичные изотопные определения подтверждают раннепалеозойский возраст.

Отсутствуют какие-либо данные об участии в разрезе этого комплекса отложений моложе ордовикских. Исключение составляет лишь северо-западный пояс Аппалачей в Алабаме, вблизи контакта с перекрывающими отложениями Примексиканской равнины. В пределах Каролинского сланцевого пояса породы относительно слабо ме-

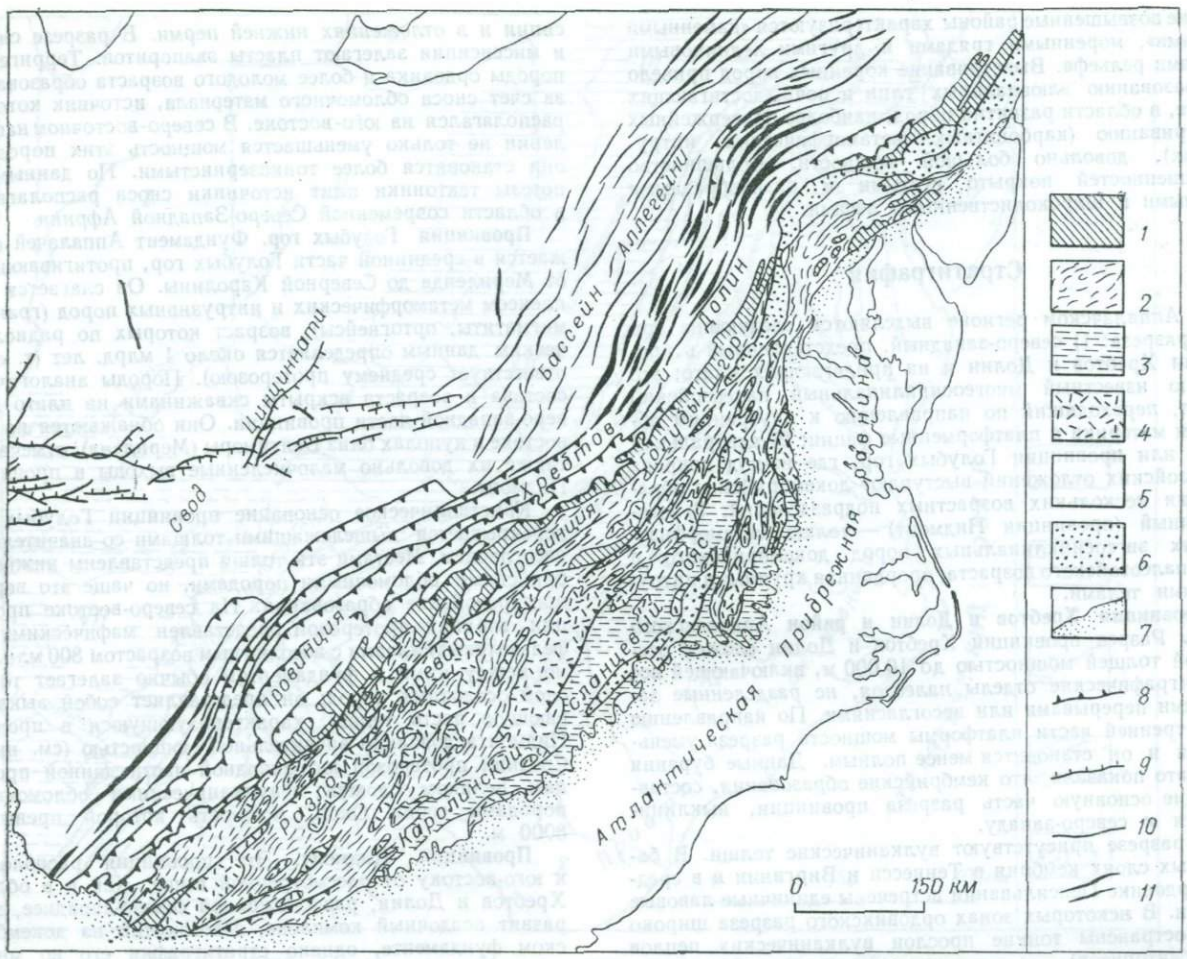


Рис. 8. Геолого-структурная карта Аппалачского региона.

1 — породы фундамента (средний протерозой); *2* — метаморфические породы провинции Пидмонт (поздний протерозой — ранний палеозой); *3* — слабо метаморфизированные породы Каролинского сланцевого пояса (ранний палеозой); *4* — породы палеозойских гранитных интрузий; *4* — многеосинклинальные и платформенные осадки палеозоя; *6* — триасовые породы; *7* — граница отложений прибрежной равнины (меловые и третичные породы); *8* — надвиги, взбросы (зубчики указывают направления надвинутых или взброшенных блоков); *9* — нормальные сбросы (штрихи — направления опущенных крыльев); *10* — поперечные разломы; *11* — антиклинали.

таморфизованы (если не считать зон контактового метаморфизма вблизи интрузий), но их аналоги на северо-западе провинции подверглись более сильному метаморфизму.

Осадочно-метаморфический комплекс Пидмонта прорван многочисленными интрузивными породами. В Мериленде и Северной Каролине встречаются габбро и диориты, по-видимому, раннепалеозойского или позднепротерозойского возраста. Шире распространены более молодые гранитные комплексы, представленные как пластовыми рассланцованными интрузиями, часто залегающими согласно с вмещающими породами, так и более массивными секущими телами. Изотопный возраст гранитных пород колеблется в интервале 300—500 млн. лет. Очевидно, интрузии внедрялись на протяжении большого отрезка палеозойской эры, на различных этапах складчатости и метаморфизма надфундаментного (супракрустального) комплекса.

Через весь регион Пидмонта, от Пенсильвании до Северной Каролины, распространены верхнетриасовые отложения. Они несогласно перекрывают метаморфические и интрузивные породы, а в Пенсильвании заходят за границу распространения палеозойских осадочных образований провинции Хребтов и Долин. Отложились они на опущенных блоках после завершения основных орогенических движений в Аппалачах. Это континентальные «тафрогеосинклинальные» толщи, иногда красноцветные, включающие конгломераты, аркозы, глинистые сланцы, местами угли. Кое-где они интрудированы диабазовыми дайками и силлами; связанные с этими внедрениями дайки основного состава протягиваются далеко в пределы вмещающих более древних пород. Аналогичные фации прослеживаются в канадской Атлантической провинции и сходны с соответствующими осадками самой западной части Европы.

Тектоника

Толщи плато Камберленд и Аллеганского слагают широкий синклинорий, расположенный между сводом Цинциннати, ограничивающим его с внутренней стороны материка, и залегающими на юго-востоке интенсивно дислоцированными образованиями, отчетливая граница

с которыми проходит вдоль фронта передовой складчатости (рис. 8). Породы плато залегают в общем полого, но образуют складки, параллельные структурам, располагающимся далее в юго-восточном направлении. На некотором расстоянии к северо-западу от границы Аппалачской складчатой системы они, кроме того, осложнены пологими надвигами с небольшими или средними смещениями, проходящими по более пластичным слоям.

Отложения провинции Хребтов и Долин смяты в линейные складки, обычно с подвернутыми, осложненными сбросово-взбросовыми нарушениями, северо-западными крыльями. Количество и амплитуда этих разрывов увеличиваются к юго-западу, и в Теннесси они уже преобладают над складками. Возможно, что многие разрывы представляют собой ответвления крупного глубинного разлома, образовавшегося вдоль одной или нескольких ослабленных зон в осадочной толще. Широко развиты флексуры; *сланцеватый кливаж встречается только в пластичных слоях пород. Осадочные толщи, как правило, очень слабо метаморфизованы. По всей вероятности*, фундамент принимал незначительное участие в деформациях осадочных пород.

Южная граница провинции Хребтов и Долин приурочена к зоне крупных поднятий, в результате воздымания которых протерозойский фундамент был выведен на поверхность, что отмечается в Голубых горах. От Пенсильвании до Центральной Виргинии хр. Блу-Ридж представляет собой антиклинорий, осложненный складками, запрокинутыми к *северо-западу*. В Центральной Виргинии вдоль края зоны опрокинутых складок развиты пологие *надвиги, амплитуда которых возрастает к юго-западу*. О масштабе надвигания можно судить по тектоническим окнам в Теннесси и Северной Каролине; некоторые из них находятся на расстоянии 10—50 км от фронта надвига.

Тектоническая структура провинции Голубых гор отличается от структуры провинции Хребтов и Долин. Деформации здесь ближе к смещениям сдвигового типа, чем к флексурам, и в них вовлечен не только осадочный покров, но и фундамент. Породы фундамента участвуют также в *перемещениях по пологим надвигам*. В провинции Голубых гор увеличивается кливаж, а на юго-востоке *появляются минералы, характеризующие все более высокие стадии* метаморфизма.

К северо-востоку от Виргинии граница между провинциями Голубых гор и Пидмонт представляет собой большей частью моноклиналь; по направлению к юго-востоку последовательно обнажаются все более молодые отложения. К юго-западу от Виргинии, у края Приатлантической равнины, граница проходит по прямслинейной зоне разломов Бревард, характеризующейся на всем протяжении разрывами и проявлениями дислокационного метаморфизма. Эта зона разделяет совершенно различные *породы и структуры. Возраст и природа зоны разломов* Бревард точно не установлены. Вдоль основной зоны, *вне всяких сомнений*, происходили разрывы со сдвиговыми смещениями, но они наложились на более ранние структуры совершенно иного характера. Позднейшие движения, возможно, происходили в конце палеозойской эры, но есть указания на то, что смещения имели место уже в девоне.

Структура провинции Пидмонт изучена еще недостаточно полно. По характеру деформаций метаморфических и интрузивных пород намечаются крупные антиклинории и синклинории, наложившиеся на более ранние, очень *сложно построенные складки пластического течения*, по крайней мере часть которых была запрокинута, в *результате чего сформировались тектонические покровы*. Степень метаморфизма в основном возрастает к юго-востоку, и в Северо-Каролинском — Южно-Каролинском сегменте Аппалачей она достигает максимума (к северо-западу от границы Приатлантической равнины). Далее к юго-востоку, например в Каролинском сланцевом поясе, породы снова метаморфизованы значительно слабее.

Таффогенный триас Пидмонта представлен останцами наклонно залегающих толщ, вдоль сбросов по одному или обоим бортам которых отмечаются опущенные блоки; направления простирания триасовых отложений почти совпадают с простиранием более древних пород. Известны две основные зоны развития триасовых отложений. Одна *из них примыкает с северо-запада к хр. Блу-Ридж*, протягиваясь от Пенсильвании до Северной Каролины, и *характеризуется наличием опущенного блока вдоль* северо-западного борта. Вторая примыкает с юго-восточной стороны хребта к Прибрежной равнине (проходя от Виргинии через Северную Каролину) и включает опущенные блоки на юго-восточном борту. В пределах Северной Каролины обе зоны симметричны и располагаются на противоположных сторонах приподнятой полосы выходов древних метаморфизованных пород.

Все деформированные породы Аппалачского орогенического *пояса (докембрийские, палеозойские и триасовые)* срезаются у границы Приатлантической и Примексикан*ской равнины, где они несогласно перекрываются полого* наклоненными меловыми и третичными толщами. Этот более древний комплекс Аппалачей прослеживается под покровом молодых отложений в юго-восточном и юго-западном направлениях; он повсеместно фиксируется геофизическими методами и местами вскрывается буровыми скважинами. Геофизические данные свидетельствуют о понижении степени метаморфизма к юго-востоку, под отложения Прибрежных равнин (на что указывает уменьшение *по направлению к побережью и континентальному шельфу* скоростных характеристик разреза). Бурением в южной *части Джорджии и северной части Флориды (т. е. на* южной оконечности провинции) под чехлом отложений Прибрежных равнин установлены почти горизонтально залегающие, неметаморфизованные, фаунистически охарактеризованные толщи от ордовикского до девонского возраста. Они расположены значительно юго-восточнее общего простирания Аппалачского орогенического пояса, и поэтому связь их с аппалачскими структурами неясна. Палеонтологически они сопоставляются с одновозрастными отложениями Западной Африки.

Геофизические данные

Согласно материалам сейсмологии мощность коры в Аппалачском регионе составляет 32—36 км и возрастает почти до 45 км в провинции Голубых гор (на западе Северной Каролины). Западнее, в области развития Аппалачского плато и кратона, мощность коры составляет 37—43 км, т. е. она здесь несколько превышает средние значения для Аппалачского региона. Гравитационное *поле в редукции Буге слабоположительное в провинции* Пидмонт и на Прибрежной Атлантической равнине, *а в провинции Хребтов и Долин отрицательное*, варьирующее от умеренных до больших значений. Оба региона разделяются зоной резкого градиента (местами от + 20 до —100 мгл). Абсолютные значения градиента указывают на плотностные неоднородности в верхних частях коры, однако амплитуда его такова, что вряд ли могла быть вызвана различием в плотности между кристаллическими и осадочными породами. На северо-востоке, где Голубые горы представляют собой автохтонное поднятие, гравитационная *ступень проходит по их* северо-западному подножию. Далее на юго-восток, где в этих горах развиты *пологие надвиги, гравитационная ступень отодвигается* все более к юго-востоку, так что в Джорджии она располагается уже в 80 км юго-восточнее хр. Блу-Ридж.

Тепловой поток для Аппалачского региона составляет примерно 1 кал/(см^2·с). Это значительно ниже среднемирового значения и сопоставимо с результатами измерений на щитах.

Эпицентры землетрясений на востоке США концентрируются вдоль зоны, расположенной вблизи или несколько юго-восточнее Голубых гор. По мере удаления от этой зоны сейсмичность значительно понижается. Однако распределение эпицентров в ее пределах не имеет очевидной связи с другими тектоническими или геофизическими особенностями. В наибольшей степени это относится к группе эпицентров, простирающейся от западной части Северной Каролины к Чарлстону в Южной Каролине, где в 1886 г. произошло крупное землетрясение.

История тектонического развития

Аппалачские структуры развивались на протяжении большей части палеозоя; наиболее ранние фазы орогенеза отмечались еще в протерозойскую эру, позднейшие продолжались до триаса включительно. С ранними орогеническими фазами была связана преимущественно геосинклинальная седиментация, но к юго-востоку на территории провинции Пидмонт довольно рано начались орогенические движения, до такой степени изменившие режим геосинклинального развития, что в среднем палеозое регион был уже почти консолидирован. В северо-западной его части (провинция Хребтов и Долин) основная орогения проявилась только в позднем палеозое, после завершения этапа геосинклинального развития.

Согласно новым данным история тектонических движений Аппалачского региона не отвечает традиционной концепции, предполагавшей, что его структуры сформировались главным образом в ходе аппалачской «революции», приблизительно в конце палеозоя; оказалось, что по возрасту они моложе большинства структур Новой Англии. Наряду с этим особенности эволюционного развития Пидмонта и Новой Англии оказались более сопоставимыми, чем это представлялось ранее.

В течение позднего протерозоя на территории провинций Пидмонт и частично Голубых гор на ранее консолидированном докембрийском фундаменте сформировалась геосинклиналь, в которой, за исключением северо-западного крыла, накапливались преимущественно невулканические осадки. Хотя седиментация в то время происходила в неустойчивых условиях, породы не испытывали ощутимых деформаций или метаморфизма. В течение по меньшей мере первой половины палеозоя позднепротерозойские толщи, особенно на юго-востоке, перекрывались эвгеосинклинальными отложениями.

В провинции Пидмонт магматическая деятельность, метаморфизм и, возможно, тектонические движения датируются на основании изотопных определений. Большинство их находится в пределах временных интервалов от 450 до 500 млн. лет, 350 и 250 млн. лет; первые наиболее часты на северо-западе, последние — на юго-востоке. Эти даты хорошо сопоставляются с известными орогенезами Новой Англии — с раннепалеозойским таконским, среднепалеозойским акадским и позднепалеозойскими (особенно аллеганским, см. ниже). Различные данные, в том числе материалы по разрезу обломочных отложений провинции Хребтов и Долин, позволяют предположить, что первая (ранняя) группа абсолютных возрастов характеризует более значительную фазу орогенеза, чем наиболее поздняя, которая может быть связана просто с повторным «расплавлением». Влияние этой орогении распространилось и на провинцию Хребтов и Долин в восточной части Пенсильвании, где отмечается угловое несогласие в кровле ордовика, постепенно затухающее к юго-востоку.

Терригенные породы средней и верхней части многеосинклинального разреза провинции Хребтов и Долин сформировались за счет сноса обломочного материала из провинции Пидмонт, которая в то время испытывала поднятие и сопутствующие ему деформации. Тем не менее, за исключением нескольких участков в восточной части Пенсильвании, стратиграфическая последовательность в этом разрезе характеризуется в общем согласным залеганием. Это свидетельствует о том, что породы не были существенно дислоцированы до тех пор, пока не отложились наиболее молодые слои разреза.

Некоторые деформации произошли после накопления нижнепермских осадков, которые в районе плато собраны в широкие пологие складки; это явилось результатом проявления аллеганского орогенеза. В некоторых частях провинции Хребтов и Долин, где от размыва сохранились породы не моложе миссисипских или даже более древние, могли сохраниться и более ранние деформации. Последовательность событий здесь можно проследить по характеру наложения структур; например, пологие надвиги подверглись складчатости, а складки были нарушены позднейшими сбросами. Однако датировать все эти движения пока не удается.

Продолжавшееся развитие Аппалачского региона выразилось формированием в триасовых отложениях блоково-складчатых структур и внедрением основных интрузий («палисадский диастрофизм»). Эти структуры моложе максимального проявления складчатости, и, таким образом, являются посторогенными. Они возникли в результате тафрогенеза — наклона и коробления слоев, а также образования штамповых структур и даек, обусловленных растяжением.

В послетриасовую эпоху регион стал более устойчивым, на что указывает срезание триасовых и более древних пород слабоскладчатыми меловыми отложениями Прибрежных равнин. С тех пор регион испытывал лишь эпейрогенические движения — выгибание вверх в осевой зоне и прогибание на окраинах. Процессы поднятия и денудации сформировали современный облик Аппалачского региона. Прогибание и сопутствующая седиментация скрыли остальные участки Аппалачского орогенического пояса под отложениями Примексиканской и Приатлантической равнин.

В приподнятых районах Аппалачской провинции в результате эрозии, в зависимости от различной устойчивости пород к денудации, возникли горы и плоскогорья, разделенные низменностями. Эти поднятия происходили последовательно, в несколько этапов, разделявшихся длительными периодами относительного покоя. В горах и долинах региона обнаружены остатки нескольких аккордантных поверхностей выравнивания; многие исследователи считают, что они сформировались под воздействием эрозии в периоды стабильного режима и расчленялись во время поднятий. Впрочем, некоторые геоморфологи оспаривают такую интерпретацию. Прогибание Прибрежных равнин носило отчетливо эпизодический характер: в их разрезе зафиксированы многочисленные трансгрессии и регрессии. Например, отложения олигоцена отсутствуют полностью. Движения коры в Аппалачском регионе не завершились и в настоящее время, о чем свидетельствуют регистрируемые редкие землетрясения.

Полезные ископаемые

В недрах Аппалачского региона залегают месторождения различных полезных ископаемых, разработка которых сыграла значительную роль в истории США. С Аппалачским плато на северо-западе связаны большие запасы горючих ископаемых, в юго-восточных провинциях имеются месторождения рудного и нерудного сырья.

Горючие ископаемые. Месторождения угля на Аппалачском плато были известны очень давно, но интенсивная разработка их началась лишь во второй половине прошлого века, что было связано с индустриализацией северо-восточных штатов. Эксплуатация угольных месторождений способствовала росту ряда промышленных комплексов, например в районе Питтсбурга в Пенсильвании.

Большинство угольных пластов связано с пенсильванскими отложениями, хотя в значительном меньшем количестве они встречаются также в непосредственно перекрывающих и подстилающих толщах.

Основные месторождения углей сосредоточены в Пенсильвании и в западной части Виргинии, однако они распространяются и в соседние штаты, а также в пределы рассматриваемого региона, в юго-западном направлении до Алабамы. В Пенсильвании обнаружено около 60 угольных пластов, из которых 10 являются промышленными. Один из них (пласт Питтсбург), мощностью 4 м, имеет запасы более 22 млрд. т. На Аппалачском плато угли относятся к жирным. В восточной части Пенсильвании, где угленосные отложения образуют глубоко погруженную синклиналь, угли преобразованы до стадии антрацитов. Площадь антрацитового поля составляет только 1200 км², однако из этого месторождения было получено количество угля, составляющее более 1/8 всего объема добычи этого ископаемого в Северной Америке. Помимо палеозойских углей Аппалачского плато небольшие угольные залежи обнаружены в триасовых породах провинции Пидмонт.

Отложения, перекрываемые угленосными толщами Аппалачского плато, содержат нефтегазоносные пласты. Здесь впервые на Североамериканском континенте (после открытия Дрейка в северо-западной части Пенсильвании в 1859 г.) осуществлялась добыча нефти. Развитие этих работ привело в дальнейшем к созданию компании «Стандарт-Ойл» и других гигантских корпораций. К концу прошлого века годовая добыча нефти в провинции превысила половину всей добычи США, но с тех пор она стала уменьшаться на фоне ее роста в других провинциях. Пенсильванская нефть известна своими высокими качествами, в том числе значительным содержанием масляных фракций; еще и сейчас из нее получают около 10% всех производимых в стране смазочных масел. Продуктивные горизонты встречаются в отложениях от ордовикского до пенсильванского возраста, но основные залежи, включая знаменитые песчаники Орискани и Берна, датируются девоном и миссисипием.

Рудные и нерудные полезные ископаемые. Выветривание карбонатных и других коренных пород провинции Хребтов и Долин привело к формированию остаточных бурых железняков, широко использовавшихся поселенцами в первые годы существования США для изготовления железных изделий. Некогда из этой руды получали бо́льшую часть добывавшегося в стране железа, но к началу XX в. она была в основном выработана.

Некоторые из остаточных железных руд содержат окислы марганца, использовавшиеся во время первой и второй мировых войн. И ныне продолжается разработка силурийских гематитовых залежей, дававших когда-то до 10% годовой добычи США, но теперь в основном выработанных. Основная добыча осуществляется близ Бирмингема (Алабама); здесь железные руды удачно сочетаются с имеющимися в этом районе углями и известняками (последние используются для флюса).

Сульфиды образуют более рассеянные скопления по сравнению с железными рудами и горючими ископаемыми; вместе с тем известны их значительные месторождения. В карбонатных породах провинции Хребтов и Долин (в юго-западной части Виргинии и на востоке Теннесси) обнаружены сульфиды свинца и цинка. Свинцовая руда добывалась еще в период гражданской войны Севера и Юга, цинковые же руды стали разрабатывать лишь к концу прошлого века. В настоящее время имеется около 10 действующих рудников и продолжается выявление новых промышленных месторождений. В аналогичных условиях находится барит, добываемый во многих местах.

В начале XIX в. в метаморфических породах у Дактауна (Теннесси) были обнаружены медные сульфиды. Добыча их ведется с 1845 г. до наших дней, хотя в настоящее время в основном в целях извлечения серы. Аналогичные, но более мелкие залежи сульфидов меди распространены в метаморфических породах на всем протяжении провинции Голубых гор.

В метаморфических и интрузивных породах провинции Пидмонт обнаружено золото. Имеются и аллювиальные россыпи в руслах рек и ручьев на близлежащих территориях. Открытие россыпного золота возбудило интерес еще у испанцев; у первых поселенцев США эти находки вызвали «золотую лихорадку» 30-х годов (т. е. задолго до калифорнийской!). В результате индейцы племени чероки были изгнаны с этих золотоносных земель и переселены в резервации к западу от Миссисипи. В XIX в. в Пидмонте разрабатывались золотые россыпи, а впоследствии — коренные жилы. Общий объем добычи золота оценивался суммой 50 млн. дол. В настоящее время добыча золота в этом регионе не производится.

Метаморфические и интрузивные породы провинций Пидмонт и Голубых гор и сейчас продолжают давать многие полезные ископаемые, причем некоторые играют уникальную роль в экономике страны. Среди них можно назвать следующие: мраморы северной части Джорджии; титановые руды Виргинии; вольфрамит из района, приуроченного к границе Виргинии и Северной Каролины; слюды и полевые шпаты из многих мест, особенно в районе Спрас-Пайн (Северная Каролина); кианит в метаморфических породах ряда районов, а также другие менее важные ископаемые. *Ф. Б. Кинг*

ПРИАТЛАНТИЧЕСКАЯ РАВНИНА

Приатлантическая равнина протягивается вдоль восточного побережья США от о. Лонг-Айленд до п-ова Флорида. По направлению к океану простирается ее подводное продолжение в виде континентального шельфа. При этом на всем протяжении соотношение ширины прибрежной равнины и примыкающего к ней континентального шельфа все время изменяется. Например, в районе о. Лонг-Айленд наземная часть этой полосы очень узкая (при ширине шельфа до 160 км), к югу она заметно расширяется (и соответственно сужается шельф), а на севере — в Новой Англии и у берегов Восточной Канады — ширина шельфа значительно возрастает.

Прибрежная равнина и шельф сложены неконсолидированными меловыми и третичными отложениями, часто перекрываемыми маломощными четвертичными осадками. К западу от Приатлантической равнины расположена провинция Предгорий, или Пидмонт (см. «Аппалачский регион»), где развиты главным образом палеозойские и более древние кристаллические породы. Граница между Прибрежной равниной и Пидмонтом получила наименование «линии водопадов». В тех случаях, когда она прослеживается недостаточно отчетливо, применяют название «зона водопадов».

В ряде районов (на территории штатов Мэриленд, Виргиния, Джорджия, Северная и Южная Каролина) развиты структурные впадины (грабены), выполненные триасовыми отложениями. Бурением в них вскрыты породы, сходные с таковыми группы Ньюарк, развитой в Нью-Джерси и Пенсильвании.

Структурные особенности провинции

Первые исследователи провинции Приатлантической равнины представляли ее в виде простой моноклинали, характеризующейся пологим падением пород по направлению к океану. Дальнейшее изучение этой провинции на основе детального картирования выявило ряд особенностей ее строения, оказавшегося значительно более сложным, чем это предполагалось вначале. В пределах Приатлантической равнины, протянувшейся между Нью-

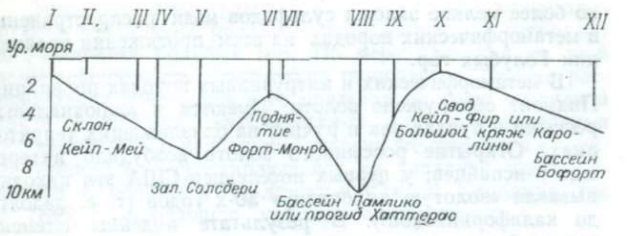


Рис. 9. Схематическая диаграмма размещения основных структурных элементов между о. Лонг-Айленд и Южной Каролиной, по Г. Ричардсу [Richards H. G., 1967].

I — Ракуэй-Парк (Лонг-Айленд); *II* — Асбери-Парк (Нью-Джерси); *III* — Атлантик-Сити (Нью-Джерси); *IV* — Кейп-Мей (Нью-Джерси); *V* — Берлин (Мэриленд); *VI* — Форт-Монро (Виргиния); *VII* — Норфолк (Виргиния); *VIII* — Хаттерас (Северная Каролина); *IX* — Мэрриман (Северная Каролина); *X* — Уилмингтон (Северная Каролина); *XI* — Конуэй (Южная Каролина); *XII* — о. Парри (Южная Каролина).

Джерси и Джорджией, выделяется девять крупных структурных подразделений, краткая характеристика которых приводится ниже [Richards H. G., 1967].

Склон Кейп-Мэй. Это название предложено для участка побережья между выходами пород фундамента близ г. Нью-Йорка и устьем зал. Делавэр [Richards H. G., 1967]. Ввиду недостатка данных о глубинном строении фундамента в этом районе трудно более или менее полно охарактеризовать его структуру. Очевидно, что поверхность фундамента имеет значительные неровности, что подтверждается результатами детального картирования в районе Камдена, штат Нью-Джерси [Barksdale H., e. a., 1958].

Был выполнен ряд геофизических исследований, но результаты их не опубликованы. По этим данным уклон фундамента на данном отрезке побережья составляет 12 м/км (т. е. 1 :85), а к береговой линии и за ее пределами под уровнем океана возрастает до 18 м/км (1 : 55). Выявлено несколько небольших структур [Woollard G. P., 1941].

Впадина Солсбери. Магнитометрические исследования Дж. Болси с соавторами [Bolsey J. R., e. a., 1946] выявили существенные неровности в строении фундамента у г. Солсбери (штат Мэриленд). Здесь были пробурены три нефтепоисковые скважины, оказавшиеся «сухими»; первая из них (близ Солсбери) пройдена компанией «Огайо ойл». Бурением вскрыт более мощный, чем ожидалось, разрез меловых отложений (1206 м), ниже которых залегает 51-метровая пачка глинистых сланцев и песчаников, коррелируемых с породами группы Ньюарк триасового возраста. Фундамент был встречен на глубине 1675 м. Другие скважины, у городов Берлин и Оушен-Сити (Мэриленд), установили, что отложения к востоку погружаются, образуя депрессию, названную впадиной Солсбери [Richards H. G., 1948, 1949]. Она протягивается на запад, за границу округа Колумбия.

Все вскрытые триасовые отложения оказались континентальными; важно отметить, что меловые толщи по мере приближения к современной береговой линии приобретают все более морской характер. Постановка буровых работ на шельфе у побережья штата Мэриленд могла бы способствовать выявлению подводного продолжения впадины Солсбери с более мощным разрезом и привести к открытию нефтяных залежей.

Поднятие Форт-Монро. От впадины Солсбери фундамент воздымается в направлении Форт-Монро (штат Виргиния), где он был вскрыт на глубине всего 680 м. Эта структура получила название поднятия Форт-Монро [Richards H. G., Straley H. W., 1953]. Некоторые толщи позднемелового возраста (Монмаут-Мейаван) здесь выклиниваются, а базальная свита верхнего мела (Раритан) уменьшается в мощности. Вместе с тем в пределах этой структуры отмечается возрастание мощности нижнемеловых отложений. Д. Седерстром [Sederstrom D., 1945] приводит геологические и геофизические доказательства наличия в районе р. Джерси крупного разлома.

Впадина Хаттерас. Эта структура называлась также впадиной Албемарл и впадиной Памлико. Фундамент резко погружается от поднятия Форт-Монро к м. Хаттерас, где он был вскрыт (1946 г.) в сухой нефтепоисковой скважине, пробуренной компанией «Эссо-Стандарт ойл» до глубины 3042 м. Склон фундамента, по-видимому, построен сложнее, чем показано на рис. 9, т. е. имеются данные о наличии здесь нескольких структурных осложнений [Johnson W. R., Straley H. W., 1953]. Еще одним примером этого может служить обнаружение гранитных холмов близ Фаунтина и Смитфилда (Северная Каролина), перекрытых рыхлыми осадками Прибрежной равнины.

Свод Кейп-Фир, или «Большой кряж Каролины». От впадины Хаттерас фундамент поднимается к Уилмингтону (Северная Каролина), где его глубина составляет всего 336 м. Г. Маккарти и Х. Стрейли [McCarthy G. R., Straley H. W., 1937], проводившие магнитную съемку этого «кряжа», выявили ряд аномалий, субпараллельных Аппалачским простираниям. По мнению этих исследователей, они обусловлены влиянием структуры, литологии и рельефа домезозойского фундамента.

Впадина Бофорт. К югу от «Большого кряжа Каролины» фундамент вновь погружается, образуя впадину Бофорт. Глубоким бурением и геофизикой здесь выявлены многочисленные структурные осложнения [Richards H. G., Straley H. W., 1953], включая по меньшей мере две погребенные триасовые впадины. Возможно, что сильное землетрясение 1886 г. в Чарлстоне (Южная Каролина) было вызвано смещением по разлому, ограничивающему впадину Саммервилл. По мнению ряда ученых, здесь проходит разлом глубокого заложения, простирающийся параллельно береговой линии, сопровождающийся левосторонним сдвигом (так называемая линия Шалера, см. ниже).

Впадина Окефеноки. Фундамент вдоль Атлантического побережья погружается на юг, хотя точные данные о его конфигурации отсутствуют. На западе эта впадина ограничена Центральноджорджийским поднятием. Иногда эту депрессию называют Юго-Восточной Джорджийской впадиной или впадиной Саванна.

Центральноджорджийское поднятие. На западе Джорджия граничит с валом Декатур, простирающимся по направлению долины р. Чаттахучи. Центральноджорджийское поднятие связано с флоридским поднятием Окала и, возможно, является северным продолжением одного из его ответвлений. Оно отграничивает Приатлантическую равнину от расположенной к востоку от нее Примексиканской низменности. Возвышенность Трейл-Ридж субмеридионального простирания некоторые исследователи считают подводным береговым валом, сформировавшимся в плейстоцене. Существует также мнение, что это более древнее образование.

Впадина долины р. Сувани. Это название Дж. Бронштейн [Braunstein J., 1958] дал палеозойской впадине, погребенной под меловыми отложениями на части площади штатов Джорджия, Флорида и Алабама. Скважины вскрыли здесь породы с фауной от ордовикского до пенсильванского возраста.

Структуры п-ова Флорида. Отрицательная структура, протягивающаяся в северо-восточном направлении в южной части Джорджии и северной части Флориды, называется прогибом Сувани. Он ограничен линеаментом, протягивающимся до побережья Каролины, который впервые обнаружил Шалер (отсюда его название «линия Шалера») [Husted J. E., 1972]. Этот разлом возник в позднем мелу. Мощность меловых отложений вдоль него уменьшается или они выклиниваются. Южнее прогиба Сувани на-

ходится Флоридское поднятие — крупная положительная структура, располагающаяся главным образом на территории Флориды. Мощность пород верхнего мела здесь очень невелика, что подтверждает наличие такой структуры. В третичный период район Флоридского поднятия вновь испытал воздымание, в результате чего образовался свод Окала.

История геологического развития

Палеозой. Палеозойские образования Приатлантической равнины глубоко погребены, поэтому названный период развития региона изучен недостаточно. Образцы, поднятые в скважинах Нью-Джерси и Северной и Южной Каролины, представлены кристаллическими породами неясного возраста. На прибрежной равнине Джорджии и Флориды были подняты керны неметаморфизованных осадочных пород с морской палеозойской фауной, свидетельствующей о наличии в то время тесной взаимосвязи с Западной Африкой и Испанией. Палинологические данные свидетельствуют о том, что по крайней мере в силуре и девоне (лландовери — до жедина) оба региона были связаны через эпиконтинентальное море, изобиловавшие многочисленными отмелями [Cramer F. H., 1971].

Триас. В триасе сформировался ряд сбросовых впадин (грабенов). Насколько нам известно, они были заполнены пресными и солеными озерами, хотя некоторые из них, например впадина Солсбери, могли иметь связь с морем. Климат, очевидно, был субтропический, способствовавший образованию красноцветных осадков.

Юра. Морские юрские отложения Приатлантической равнины неизвестны; исключение составляет глубокая скважина на м. Хаттерас (Северная Каролина), где Ф. Суэйном в интервале 2603—3020 м, непосредственно над фундаментом, были обнаружены некоторые юрские остракоды. Остальная часть береговой линии юрского моря, очевидно, располагалась значительно восточнее современной. К востоку от денудированных Аппалачских гор, вплоть до береговой линии юрского моря, простиралась полого понижающаяся поверхность, получившая название «Пенеплена зоны водопадов». Реки, пересекавшие эту поверхность в восточном направлении, выносили осадки на дно зарождавшегося Атлантического океана. На основании палеомагнитных построений можно выразить уверенность, что в керне скважин, пробуренных на акватории у внешнего края континентального подножия, будут обнаружены морские окаменелости юрского возраста.

Ранний мел. В конце юрского или в самом начале мелового периода пенеплен зоны водопадов оказался приподнятым, а аллювий, отложенный на его поверхности, был эродирован и переотложен в дельтах восточной части Пенсильвании, Нью-Джерси, Делавэра и Мэриленда. Одна из раннемеловых рек, по всей вероятности, текла на восток по территории Мэриленда, приблизительно вдоль русла современного Потомака и далее, вдоль «Восточного Берега», через впадину Солсбери, которая, очевидно, начала формироваться в триасе. Подобные же реки существовали как к северу, так и к югу от этого палео-Потомака. Они отлагали переслаивающиеся пески и глины, часто с прослойками лигнита. Близ Балтиморы и Вашингтона в этих отложениях обнаружены редкие пресноводные моллюски и обломки костей динозавров. Описанные выше отложения известны под названием формации (или группы) Потомак. У Балтиморы мощность формации составляет 150 м, она здесь расчленяется на три части.

В то время как реки выносили на восток, по направлению к морскому бассейну, аллювиальный материал, само море все больше вторгалось на сушу. Такое явление было связано с развивавшейся всемирной меловой трансгрессией; вследствие этого палеопотомакские слои представлены переслаиванием морских и аллювиальных отложений. Недавно в скважине близ Кейп-Мей (Нью-Джерси) была обнаружена фауна предположительно раннемелового возраста [Shapiro E., Richards H. G., 1969].

Граница нижнего и верхнего мела на Атлантическом побережье проводится нечетко, поскольку в этом районе меловая седиментация носила непрерывный характер. Поэтому, например, Р. Джордан [Jordan R. R., 1962] использует термин «формация Потомак» по отношению к отложениям как нижнего, так и верхнего мела.

Поздний мел. В течение мелового периода море все дальше вторгалось на сушу, в результате чего формация Раритан, развитая в Нью-Джерси и на Лонг-Айленде, содержит переслаивающиеся морские и пресноводные пласты. Выше залегает формация Маготи; иногда их не удается расчленить. Как и формация Раритан, Маготи сложена как морскими, так и континентальными слоями, что свидетельствует о чередующихся погружениях и подъемах. Возможно, что Раритан является эквивалентом формации Тускалуза Южно-Атлантической и Примексиканской равнины. Подобно формации Раритан, в обнажениях, эта свита представлена преимущественно континентальными фациями, однако в скважинах отмечаются признаки морских осадков. В Северной Каролине отложения, по крайней мере частично эквивалентные тускалузским, носят название «формации Миддендорф» [Heron S. D., Wheeler W. H., 1959, 1965].

Меловое море, все дальше вторгавшееся на сушу, по-видимому, все же не перешло за «линию водопадов». В Нью-Джерси и Делавэре послемаготские отложения расчленяются на две основные толщи, представленные группами Матаван и Монмут, каждая из которых четко подразделяется на несколько формаций (табл. 1).

Характер пород предполагает условия чередования мелкого и сравнительно глубокого моря, с одним или несколькими периодами полного его отступления (особенно на территории Делавэра). Последняя сводка по стратиграфии Нью-Джерси и Делавэра дана Дж. Оуэнсом с соавторами [Owens J. e. a., 1970].

Меловые отложения выклиниваются у поднятия Форт-Монро, вблизи виргинских мысов; ни на поверхности, ни в глубинном залегании на территории Виргинии не обнаружены какие-либо аналоги формаций Матаван или Монмут. В Северной Каролине вновь появляются отчетливо распознаваемые морские толщи, представленные двумя формациями, известными под названием Блэк-Крик и Пиди. Здесь они не столь четко расчленяются, как в Нью-Джерси и Делавэре. В некоторых обнажениях хорошо наблюдается тонкое, иногда линзовидное, переслаивание морских и континентальных осадков. В Джорджии выделено несколько литолого-стратиграфических подразделений, по-видимому эквивалентных формациям Блэк-Крик и Пиди (табл. 1). Во Флориде все отложения мелового возраста погребены под покровом более молодых осадков.

Палеоцен—эоцен. В конце мелового периода, по-видимому, произошла регрессия моря, о чем свидетельствует несогласие на границе мела и палеоцена, наблюдаемое в обнажениях пород. Не исключено, однако, что это несогласие с глубиной исчезает.

В пределах Примексиканской равнины, геологическое строение которой в процессе бурения на нефть сравнительно хорошо изучено, палеоцен-эоценовые отложения расчленяются на четыре основных подразделения: 1) Клейтон (палеоцен), 2) Уилкокс (нижний эоцен), 3) Клейтон (средний эоцен), 4) Джексон (верхний эоцен). Для удобства эти подразделения нами используются и при рассмотрении Приатлантической равнины.

В самом начале третичного периода береговая линия Новой Англии должна была располагаться восточнее современной, так как восточнее Нью-Джерси морские толщи этого возраста неизвестны; они установлены лишь

ТАБЛИЦА 1

Корреляция меловых и третичных формаций Приатлантической равнины [Richards H. G., 1967]

Возраст	Лонг-Айленд	Нью-Джерси	Делавэр	Мэриленд	Виргиния	Северная Каролина	Южная Каролина	Джорджия
Плейстоцен		Только краткие данные, приведенные в тексте настоящего раздела						
Плиоцен	Манетто	Бикон-Хилл	Брайн-Моур	Брендивайн (?)	Седли, Килби (?)	Кроатан, Уаккамау, Джеймс-Сити	Уаккамау	Чарлтон
Миоцен		Кохансн, Кирквуд, Калверт (Сент-Мэрис)	Кохансн; Группа Чесапик	Кохансн, Норт-Кейс; Группа Чесапик: Йорктаун, Сент-Мэрис, Чоптанк, Калверт	Йорктаун, Сент-Мэрис, Чоптанк, Калверт	Дуплин, Йорктаун, Сент-Мэрис, Калверт, Трент	Дуплин, Райсор, Хоторн, Тампа	Дуплин, Хоторн, Тампа
Олигоцен	—			—		1	Флинт-Ривер, Купер	Флинт-Ривер, Сувани, Купер
Эоцен	Пиней-Пойнт; Шарк-Ривер, Манаскуан		Пиней-Пойнт, Ранкокас	Пиней-Пойнт, Чикахомини	Пиней-Пойнт, Чикахомини, Нанджемой, Аквиа, Маттапони	Касл-Хейн, 1, 4	Барнуэлл, Касл-Хейн, Мак-Бин, Санти, Уорли-Хилл	Барнуэлл, Окала, Мак-Бин, Уилкокс
Палеоцен	Винсентаун, Хорнерстаун			Нанджемой, Аквиа, Брайтсит		Бофорт	Конгари, Блэк-Минго	Клейтон
Поздний мел	Постраритан	Группа Монмут: Тинтон, Ред-Банк, Нейвсинк, Монт-Лаурел; Группа Матаван: Уэнона, Маршалл-таун, Инглиштаун; Маготи: Вудбери, Мерчант-вилл	Ред-Банк, Монт-Лаурел-Нейвсинк; Уэнона, —, —, —, Мерчант-вилл	Монмут, Матаван		Пиди (включая Сноу), Блэк-Крик, Пачка, Блейден, Уто, Миддендорф	Пиди, Блэк-Крик, Миддендорф-Тускалуза	Провиденс (Рипли-Хилл), Кассета, Блафтон, Уто, Тускалуза
Ранний мел	Раритан	Раритан; Потомак	Маготи, Потомак	Маготи, Раритан, Группа Потомак: Патапско, Арандел, Патаксент	Раритан, Группа Потомак: Патапско, Арандел, Патаксент	Кейп-Фир	1 (?)	1

на континентальном шельфе Новой Англии и Новой Шотландии. В палеоцене и раннем эоцене значительные площади Приатлантической равнины были затоплены; в это время накопились весьма богатые окаменелостями отложения формаций Хорнерстаун и Винсентаун. Точный возраст этих формаций в течение длительного времени оставался спорным. Глауконитовые пески Хорнерстаун обычно датируют палеоценовым возрастом (Клейтон); формация Винсентаун с ее обильной фауной фораминифер, *мшанок, морских ежей* и других форм считается частично палеоценовой и частично нижнеэоценовой (Клейтон—Уилкокс).

Формация Винсентаун приобрела всемирную известность благодаря своим окаменелостям и коррелировалась с ландденским ярусом Европы. Недавно было проведено палеоэкологические изучение некоторых элементов ее макрофауны.

К югу от Нью-Джерси аналоги формаций Хорнерстаун и Винсентаун выделяются с некоторой долей условности из-за существенных различий в фауне, обусловленных, возможно, различием экологических условий в период седиментации. В качестве эквивалента свиты Хорнерстаун (или чуть старше ее по возрасту) рассматривается формация Брайтсит (штат Мэриленд), обнажающаяся в окрестностях Вашингтона. В других местах Мэриленда и в Виргинии также обогащенная глауконитом формация Аквия датируется Мидуэем либо Уилкоксом (а, возможно, и тем и другим). Типовой разрез формации в обнажении на руч. Аквиа, вблизи «линии водопадов» (район Фредериксберга, Виргиния), характеризуется обилием морских окаменелостей (особенно *Turritella mortoni*), что свидетельствует о значительном затоплении морем в это время прибрежной равнины Виргинии (рис. 10).

В мидуэй-уилкокское время Северная Каролина претерпела небольшую морскую трансгрессию. Окаменелости этого *возраста известны* только из пород формации Бофорт, подсеченной скважиной в районе м. Хаттерас (округ Питт) [Brown P. M., 1958, 1963].

В этот же период трансгрессия моря к югу от вала Кейп-Фир была более значительной. Здесь отлагались осадки с морской фауной (табл. 1). По-видимому, вся территория Флориды в палеоцене и раннем эоцене оказалась залитой морем, однако фаунистически охарактеризованные образования этого возраста вскрыты только глубокими скважинами, главным образом в южной части штата.

Редкие окаменелости клерборнского возраста, обнаруженные на о. Мартас-Виньярд в перемещенных ледником слоях, свидетельствуют о трансгрессии, имевшей место в районе м. Кейп-Код. Морские формации Манаскуан-Шарк в Нью-Джерси и Нанджемой в Мэриленде и Виргинии указывают на частичное затопление прибрежной равнины, хотя, возможно, и не столь значительное, как в палеоцене-эоцене.

С другой стороны, не исключено, что клерборнское море в Северной Каролине вторглось глубоко в пределы суши и пересекло линию водопадов. На некоторых участках у Клейтона, Лиллингтона, а также между Реле и Дархемом в провинции Пидмонт были обнаружены средне- и позднеэоценовые окаменелости [Richards H. G., 1950].

Обнажения *позднего эоцена (Джексон) к северу от* Северной Каролины неизвестны. Однако окаменелости этого возраста были установлены в скважинах Нью-Джерси, Делавэра, Мэриленда и Виргинии, пробуренных в зоне современной береговой линии.

Как свидетельствуют насыщенные фауной отложения формации Касл-Хейн, по крайней мере половина прибрежной равнины Северной Каролины в джексонское время была залита морем. В районе современного *м. Кейп-Фир на юге Северной Каролины*, по-видимому, существовал крупный палеомыс, который мог служить

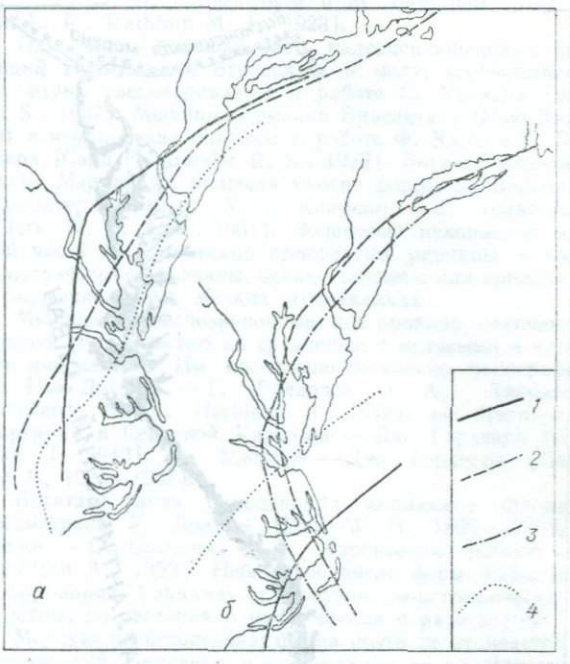


Рис. 10. Приблизительное расположение эоценовых и миоценовых береговых линий между мысами Кейп-Код и Хаттерас, по Г. Ричардсу [Richards H. G., 1967].

1—3 — эоценовые (*а*): *1* — Мидуэй—Уилкокс, *2* — Клейборн, *3* — Джексон; *1—4* — миоценовые (*б*): *1* — Лоуэр, *2* — Калверт, *3* — Сент-Мэрис, *4* — Йорктаун.

началом зарождения упоминавшейся выше структуры, получившей название «свода Кейп-Фир». Во-всяком случае как к югу, так и к северу от этого мыса в джексонское время существовали обширные морские впадины.

Бóльшая часть площади северной части Флориды сложена джексонскими известняками формации Окала. Это один из наиболее важных водоносных горизонтов региона. Ниже по разрезу на некоторых участках Флориды залегает еще одна известняковая толща, содержащая необычные окаменелости тетического типа, более родственные окаменелостям Южной Европы, чем любым эоценовым окаменелостям Америки. Точный возраст их неизвестен, они могут быть либо джексонскими, либо позднеклерборнскими [Richards H. G., Palmer K. V. W., 1954].

Олигоцен. Судя по отсутствию фауны в обнажениях и керне к северу от Северной Каролины, береговая линия в то время проходила восточнее современной. Микрофауна, обнаруженная в керне скважин, пробуренных на территории восточных районов Северной Каролины и в обнажениях «формации Трент» близ Силвердейла и Белграда, некоторыми исследователями считается олигоценовой [Lawrence D., 1966], другие [Richards H. G., 1950] датируют ее ранним олигоценом. По-видимому обе точки зрения правомерны, так как эта формация может *относиться к обеим эпохам.*

Морские олигоценовые отложения установлены в некоторых обнажениях Южной Каролины, Джорджии и Флориды (табл. 1), однако значительная часть отложений олигоцена (как и, по-видимому, во всем мире) была континентальной.

Миоцен. В раннем миоцене продолжало существовать поднятие Кейп-Фир, лишь иногда Прибрежная равнина в этом районе могла ненадолго затопляться морем. Первоначально формация Трент Северной Каролины и известняки Тампа во Флориде датировались ранним мио-



Рис. 11. Схематическая карта, показывающая конфигурацию *сангамонской береговой линии (зал. Памлико), протягивающейся* вдоль побережья Приатлантической равнины.

ценом [Kellum L. B., 1926; Richards H. G., 1943, 1950]. Однако, как уже упоминалось выше, в более поздних работах Д. Лоуренса с соавторами высказано предположение, что по крайней мере часть этих пород имеет олигоценовый возраст.

Позже в миоцене произошло погружение Атлантической прибрежной равнины. В среднем миоцене береговая линия, видимо, проходила через Нью-Джерси от Эсбери-Парк в окрестностях Салема и затем по территории штатов Делавэр, Мэриленд и Виргиния к Питерсбергу (Виргиния). Осадки этого моря на части площади Нью-Джерси носят название формации Кирквуд, а южнее — формации Калверт. В них встречена обильная фауна (особенно у знаменитых Калвертских утесов на западном берегу Чесапикского залива в Мэриленде) (рис. 10, *б*).

Вблизи границы Виргинии и Северной Каролины формация Калверт погружается; возможно, что эта депрессия не протягивалась на значительное расстояние в южном направлении, а береговая линия того времени резко обрывалась у современного берега.

В самом конце калвертского времени отложилась формация Чоптанк; часто обе эти формации — Чоптанк и Калверт — рассматриваются как единое образование. Как бы то ни было, формация Чоптанк отлагалась в более мелководной обстановке и, возможно, в условиях менее холодного климата. После отложения формации Калверт—Чоптанк, видимо, последовали регрессия и денудация.

В аналогичных условиях к югу от свода Кейп-Фир в раннем миоцене образовались формация Хоторн Южной Каролины и Джорджии и формация Чоктохатчи во Флориде.

Следующая морская трансгрессия фиксируется отложением формации Сент-Мэри. Зона максимального прогибания располагалась чуть южнее, чем в калвертское время. Береговая линия, по всей вероятности, пересекала территорию Нью-Джерси от Атлантик-Сити до Мелвилла и затем проходила через Делавэр, Мэриленд и Виргинию, хотя и не проникала столь далеко на сушу, как в калвертское время. Исключение составляет район Ричмонда, где береговая линия Сент-Мэри пересекала калвертскую. Мало что известно об отложениях этого возраста в Северной Каролине; возможно, они погребены под более молодыми толщами. Свод Кейп-Фир, по-видимому, все еще возвышался над поверхностью воды.

В позднем миоцене отчетливо фиксируется крупная регрессия, за которой последовало новое вторжение моря и затопление суши. Это море отложило осадки формации Йорктаун и не распространялось к северу дальше Нью-Джерси, хотя и пересекало современную береговую линию несколько севернее Йорктауна (Виргиния). У Ричмонда его береговая линия продвигается на сушу дальше, чем границы распространения формаций Калверт и Сент-Мэри, простираясь на несколько миль в глубь Пидмонта. Свод Кейп-Фир к этому времени погрузился под уровень океана, и в конечном итоге позднемиоценовое море затопило бóльшую часть Прибрежной равнины от Виргинии до Флориды. В Северной Каролине эквивалентом формации Йорктаун, видимо, является формация Дуплин с ее обильной фауной тепловодных моллюсков.

В Нью-Джерси, Делавэре и на большей части Мэриленда морская позднемиоценовая фауна отсутствует; по-видимому, в то время море отступило с этой территории. В качестве аналогов отлагавшихся южнее морских формаций Йорктаун и Дуплин могут служить пески Кохансн в НьюДжерси и пески Норт-Крик в Мэриленде [Hack J. T., 1955]. Бóльшая часть Флориды (главным образом сам полуостров) была залита позднемиоценовым морем.

Плиоцен. Геологическая история Приатлантической равнины в рассматриваемую эпоху во многом не ясна. В конце миоцена, по-видимому, море покинуло эту территорию, но время его возвращения точно еще не установлено. Морские плиоценовые отложения к северу от Северной Каролины не обнаружены. Единственные толщи предположительно плиоценового возраста (например, гравелиты Бикон-Хилл, которые могут быть также нижнеплейстоценовыми)—явно неморского происхождения.

Широко развиты морские отложения на площади Северной и Южной Каролины, где они представлены формациями Кроатан и Уаккамау, и во Флориде (формация Калусакатчи). *Еще недавно их относили к олигоцену на* основании главным образом встреченных там многочисленных видов моллюсков. Однако позже было выдвинуто предположение [DuBar J., 1958, 1959], что они могут *иметь раннеплейстоценовый возраст. Для точной возрастной* датировки этих формаций необходимы дальнейшие исследования, включая определения абсолютного возраста.

Плейстоцен. *Хотя плейстоценовое оледенение не* распространилось на Приатлантической равнине южнее Лонг-Айленда и в центральной части Нью-Джерси, ледники оказали на геологическую историю региона косвенное влияние. Плейстоценовая береговая линия находилась под воздействием трех главных факторов: 1) эвстатического, связанного с изменением уровня моря в зависимости от таяния либо наступления льда; 2) изостатического, связанного с колебаниями коры под

влиянием веса попеременно стаивавшего и разраставшегося ледника; 3) тектонического, обусловленного движениями коры, не связанными с деятельностью ледников. Первый фактор оказывал влияние в масштабах всего земного шара. Второй фактор воздействовал преимущественно на районы оледенения, хотя вторичные последствия, согласно П. Уолкотту, влияли на эволюции как побережья Нью-Джерси, так и более отдаленных районов, расположенных южнее. Третий фактор, по-видимому, также участвовал в развитии Приатлантической равнины, однако в этом случае остается еще много невыясненных вопросов.

Наиболее древние плейстоценовые отложения, протягивающиеся от Нью-Джерси до Виргинии и Северной Каролины, преимущественно континентального происхождения. Во всяком случае в них не была обнаружена морская фауна, и нет никаких доказательств, что уровень плейстоценовых морей на этом отрезке побережья превышал современный уровень Мирового океана хотя бы приблизительно на 10 м. В противоположность этому в Южной Каролине и Джорджии имеются палеонтологические подтверждения того, что раннеплейстоценовая береговая линия находилась на отметке около +20 м [Colquhoun D. J., 1968]. Имеются геоморфологические признаки еще более высокого стояния плейстоценового моря, носящие, впрочем, дискуссионный характер.

По геоморфологическим и палеонтологическим данным для позднего плейстоцена подтверждается приуроченность береговой линии на отметке 8—10 м (рис. 11). Полагают, что эта береговая линия относится к последнему межледниковью (сангамон). Согласно Г. Ричардсу, она соответствует «тирренскому» уровню Мирового океана, располагавшемуся на 7—8 м выше современного. В Нью-Джерси отложения плейстоценового моря частично слагают формацию Кейп-Мэй. Аналоги ее южного продолжения имеют различные наименования, но чаще всего в литературе используется название «формация Памлико» [Richards H. G., 1962, 1970].

Как указывалось выше, Ж. Дюбар относит формации Кроутан и Уаккамау, а также Калусахатчи скорее к раннему плейстоцену, чем к плиоцену, хотя большинство исследователей не разделяет этого мнения.

Палеонтология

Объем настоящей статьи не позволяет ни детально рассмотреть особенности фауны Приатлантической равнины, ни даже привести полный список публикаций на эту тему. Много сведений о фауне этого региона и ее местонахождениях содержится в цитированных выше работах. Здесь мы обсудим лишь результаты наиболее полных исследований меловых, третичных и четвертичных окаменелостей данной провинции.

Сборы меловой фауны многочисленны, но, за редкими исключениями, она имеет довольно плохую сохранность. В Нью-Джерси описано около 500 форм беспозвоночных из различных местонахождений, многие из которых уже недоступны. Эти формы были монографически описаны и зарисованы С. Уэллером [Weller S., 1907]; некоторые дополнения сделаны Г. Ричардсом с соавторами [Richards H. G. e. a., 1958—1962]. Среди меловых позвоночных следует упомянуть *Hadrosaurus foulkii* из Хеддонфилда (Нью-Джерси); это первый из обнаруженных в Америке динозавров.

Многие меловые окаменелости Делавэра охарактеризованы в отчетах по Нью-Джерси; 114 форм из земляных траншей, пройденных при строительстве Чесапик-Делавэрского канала, описаны и зарисованы Дж. Гроотом с соавторами [Groot J. J. e. a., 1954]. Меловые беспозвоночные Мэриленда и Северной Каролины рассмотрены соответственно У. Кларком с соавторами [Clark W. B. e. a., 1916], Л. Стефенсоном и М. Ретбаном [Stephenson L. B., Rathbun M. J., 1923].

Одно время бо́льшая часть палеоцен-эоценовых формаций Нью-Джерси относилась к мелу; соответственно их фауна рассматривается в работе С. Уэллера [Weller S., 1907]. Мшанки формации Винсентаун (Нью-Джерси) исчерпывающе описаны в работе Ф. Канью и Р. Басслера [Canu F., Bassler R. S., 1923]. Богатая эоценовая фауна Мэриленда, включая многие формы из Виргинии, охарактеризована У. Кларком с соавторами [Clark W. B. e. a., 1901]. Эоценовые ископаемые южной части Атлантической прибрежной равнины не были монографически описаны, однако данные о них приводятся в многочисленных мелких публикациях.

Миоценовые беспозвоночные, как правило, отличаются лучшей сохранностью по сравнению с меловыми и палеоцен-эоценовыми. Им посвящено несколько монографий: по Нью-Джерси — Г. Ричардса и А. Харбисона [Richards H. G., Harbison A., 1942]; по Мэриленду, Виргинии и Северной Каролине — Дж. Гарднера [Gardner J., 1943], по Флориде — Дж. Гарднера [Gardner J., 1926—1937].

Богатая фауна плиоценовых моллюсков Флориды рассмотрена У. Доллом [Dall W. H., 1890—1905], а позже — О. Олссоном и А. Харбисоном [Olsson A., Harbison A., 1953]. Небольшое число форм, найденных в формациях Уаккамау и Краутон, монографически не описаны, но сведения о них имеются в ряде статей.

Морская плейстоценовая фауна почти не отличается от современной. Описания и изображения ее по Мэриленду можно найти у Г. Шеттака с соавторами [Shattuck G. B. e. a., 1906], а общий обзор — у Г. Ричардса [Richards H. G., 1962].

Полезные ископаемые

Хотя рассмотренная провинция в общем не богата полезными ископаемыми, все же некоторые из них играют существенную роль в экономике этой части страны. Следует сказать о месторождениях песка, гравия и глин (последние особенно значительны в Нью-Джерси и Джорджии). Во Флориде и в ряде мест на севере ведется активная добыча известняков. Во Флориде добывают фосфориты; они известны и на севере, но сейчас уже не разрабатываются. Раньше добывали довольно много глауконита, который использовался как удобрение и для смягчения воды; его и в настоящее время еще извлекают в одной или двух шахтах Нью-Джерси.

Промышленная добыча нефти до сих пор производилась всего лишь на нескольких месторождениях во Флориде. Поисково-разведочные работы осуществлялись на акваториях и севернее, до Нью-Джерси.

Важное полезное ископаемое — подземные воды, запасы которых имеются во многих горизонтах Приатлантической равнины. Их роль все более возрастает по мере роста населения региона. Геологическая служба США и соответствующие организации штатов уделяют этому вопросу большое внимание. *Г. Г. Ричардс*

ПРОВИНЦИЯ БАССЕЙНОВ И ХРЕБТОВ

В названии этой провинции отражено как геоморфологическое значение комплексного термина «Бассейны и Хребты», так и его геолого-структурное обоснование. Географические границы провинции определяются по геоморфологическим признакам; само же понятие «структура Бассейнов и Хребтов» хотя и является определяющей характеристикой структурных особенностей данного региона, давно уже вышло за рамки его географических границ.

Геоморфология

Определение и площадь распространения. Геоморфологическая провинция Бассейнов и Хребтов расположена на западе США и находится в условиях пустынного и полупустынного климата. Рельеф провинции определяется чередованием изолированных, почти параллельных хребтов и разделяющих их межгорных равнин, большей частью сложенных обломочным материалом. Рассматриваемая провинция занимает практически всю территорию штата Невада (Большой Бассейн), а также частично площади штатов Юта, Аризона, Калифорния, Орегон, Айдахо, Нью-Мексико и Техас (рис. 12). На востоке провинция ограничена горами Уосатч, плато Колорадо и западной частью Великих равнин Техаса и Нью-Мексико; на западе Каскадными горами, хр. Сьерра-Невада и горами Техачапи, а также Поперечным и Береговым хребтами. Северная граница менее отчетлива; в Айдахо и Юго-Восточном Орегоне Н. Феннеман [Fenneman N. M., 1946] принимает за нее водораздел, к северу от которого сток направлен в бассейн р. Снейк; однако в Центральном Орегоне он довольно произвольно проводит ее приблизительно вдоль 43° с. ш. С севера на юг провинция простирается почти на 25,5° по широте и захватывает мексиканские штаты Сонора, Чиуауа, Коауила, Дуранго и Северная Нижняя Калифорния [Raisz E., 1959].

Принятая терминология. Дж. Пауэлл, Ф. Кинг и Г. Джилберт (ссылки см. в работе Т. Нолейна [Nolan T. B., 1943]) использовали термин «Basin-Range province». * Н. Феннеман предложил изменить его на «Basin and Range province» («провинция Бассейнов и Хребтов»), введя союз «и» и тем самым устранив акцент, наводящий на мысль о преобладании хребтов над бассейнами. Дж. Мэкин [Mackin J. H., 1960] попытался применить этот комплексный термин в качестве геоморфологического определения (например, «рельеф бассейнов и хребтов»). «Большой бассейн», названный так капитаном Дж. Фремонтом и ныне рассматриваемый в качестве одного из основных подразделений этой провинции, характеризуется внутренним («эндореическим») стоком. Н. Феннеман выделил другие морфоструктуры в провинции Бассейнов и Хребтов: пустыню Сонора, трог Салтон, Мексиканское нагорье и горы Сакраменто (рис. 12).

* Русский эквивалент этого варианта отсутствует; он мог бы звучать буквально как «Бассейново-Хребтовая провинция». — *Прим. пер.*

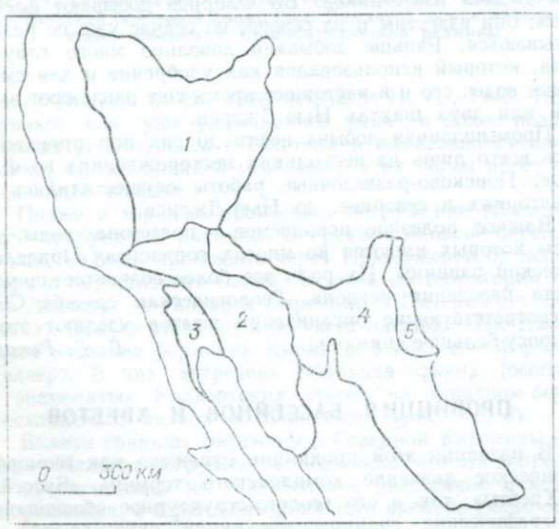


Рис. 12. Положение провинции Бассейнов и Хребтов на территории западных штатов США и ее морфоструктурное районирование [Jenneman N. M., 1946; Raisz E., 1959].

1 — Большой Бассейн; *2* — пустыня Сонора; *3* — трог Салтон; *4* — Мексиканское нагорье, *5* — район гор Сакраменто.

Геоморфологические особенности. Рельеф провинции характеризуется развитием изолированных, протяженных, субпараллельных хребтов, разделенных широкими долинами (бассейнами) с плоскими днищами, многие из которых не имеют внешнего («экзореического») стока. Длина хребтов обычно составляет 60—140 км, ширина у основания 5—25 км; хребты расположены на расстояниях 25—40 км друг от друга (между водораздельными линиями). Многие хребты характеризуются «зрелым» расчлененным рельефом с V-образными долинами и узкими водоразделами. Некоторые из них заметно асимметричны, с одним обрывистым и одним пологим склоном; особенно отчетливо это проявляется в Неваде и Юте. В Юго-Западной Аризоне рыхлые отложения по долинам проникают в пределы хребтов, многие из которых превращены эрозией (в процессе педиментации) в небольшие узкие останцы некогда высоких и обширных горных массивов.

Абсолютные высоты изменяются от 85 м ниже уровня моря в Долине Смерти до 4 356 м (пик Уайт-Маунтин близ границы Калифорнии и Невады). Абсолютные отметки долин и межгорных впадин (бассейнов) значительно увеличиваются с юго-запада провинции к северу и северо-востоку; например, абсолютная отметка долины Мохаве в Юго-Западной Аризоне — 150 м, долины Руби в Восточной Неваде — 1700 м.

В северной части провинции вдоль горных хребтов (по крайней мере на одном из склонов) прослеживаются ступенчатые уступы, образованные сбросами и находящиеся на различных стадиях расчленения. Это могут быть сравнительно нерасчлененные линейные уступы с обрывами высотой 1—7 м, пересекающие как голоценовые аллювиальные конусы выноса у подножий хребтов, так и огромные фронты гор, воздымающиеся более чем на 1000 м над дном долин. К числу других признаков сбросового происхождения таких уступов относятся: а) срезание фронтом гор внутренних структур горных гряд гор; б) линейные или дугообразные очертания фронтов гор в плане; в) наличие четкообразных межгорных долин; г) образование вершин с отчетливо выраженными гранями. В южной части провинции горные гряды приурочены к зонам разрывов; однако на межгрядовых пространствах эти разломы не столь четко геоморфологически выражены.

У подножий хребтов развиты конусы выноса, во многих местах сливающиеся в бахады (аллювиальные склоны), однако иногда морфоструктура, кажущаяся на первый взгляд аллювиальным конусом, на самом деле представляет собой гравийный пласт мощностью от 0 до 100 м, облекающий педимент, вырезанный в коренных породах либо в более древних осадочных отложениях впадин.

В редкие периоды сильных дождей в бессточных бассейнах образуются мелководные временные («плайевые») озера; после их высыхания остаются плоские глинисто-илистые поверхности растрескивания, а в наиболее пониженных участках озерных котловин могут образовываться солончаки. В некоторых впадинах аллювий выдувается ветром быстрее, чем накапливается. Иногда сохраняются ярданги (ложбины). Обширные площади покрыты тонким слоем лёсса; кое-где на подветренных сторонах горных гряд образуются дюны, мигрирующие вверх по склону. Ветровая эрозия в таких районах обычно приводит к возникновению сравнительно плоской поверхности, бронированной гальками («мостовая пустыни»).

Реки и озера. Река Гумбольдт пересекает в западном направлении почти всю площадь, начинаясь в горах Руби и оканчиваясь в озерных котловинах Гумбольдт и Карсон, где воды ее уходят в подземные полости или испаряются.

С гор Уосатч и других хребтов на восток текут реки Медвежья и Вебер, впадающие в Большое Соленое озеро, р. Прово, впадающая в оз. Юта, и р. Севир, впадающая в одноименное озеро.

С отрогов хр. Сьерра-Невада, расположенного западнее, текут на восток реки Траки, Карсон и Уокер, впадающие соответственно в озера Пирамид, Карсон и Уокер. Озера Пирамид и Уокер являются остатками плейстоценового оз. Лахонтан, которое в висконсинское время покрывало значительную часть Западной Невады. Расположенные в восточной части Большого Бассейна озера Большое Соленое и Юта представляют собой остатки плейстоценового оз. Бонвилл [Eardley A. J. e. a., 1973]. Уровень обоих плейстоценовых озер многократно и до некоторой степени синхронно изменялся и дважды достигал максимальных отметок — 1330 м для оз. Лахонтан и 1560 м для оз. Бонвилл. В Большом Бассейне до *сих пор хорошо заметны древние береговые линии как* упомянутых выше, так и более мелких плейстоценовых озер.

Южная часть провинции дренируется крупными реками, стекающими со Скалистых гор или со склонов Колорадских плато, такими как Колорадо, Джила, и Рио-Гранде. Главные притоки Джилы, в том числе реки Солт, Сан-Педро и Санта-Крус, дренируют часть Аризоны и Нью-Мексико.

Климат. Климат провинции — аридный и полуаридный. *Годовое количество осадков в долинах обычно не пре*вышает 250 мм (например, в Юме, Аризона, 78 мм); в горах часто выпадает значительно больше осадков — до 350 мм. Поскольку эта провинция занимает более 10° по широте, средние температуры на севере и юге существенно различны. В Фениксе (Аризона) средние максимальные летние температуры превышают 38° С, а в Северной Неваде они редко бывают выше 32° С. Наблюдается прямая зависимость температур от гипсометрии: зачастую в горах Руби на высоте более 3000 м на ряде участков все лето не стаивает снег, а в хр. Снейк имеется активный горный ледник.

Пустыни. В пределах провинции Бассейнов и Хребтов *расположены крупнейшие пустыни Северной Америки.* Область пустынь Сонора включает пустыню Мохаве в Калифорнии и Пустынный район Юго-Западной Аризоны. К другим областям развития пустынь относятся: в Калифорнии — Долина Смерти, Солтон, Панаминт, Сирлес, Селайна; в Неваде — пустыни Блэк-Рок, Смок-Крик, Амаргоса и озерные котловины Гумбольдт и Карсон; в Юте — пустыни Большого Соленого озера и Севир.

Влияние климата на формы рельефа. Формы рельефа провинции Бассейнов и Хребтов образовались в результате *взаимодействия климатических факторов, литологии слагающих* ее пород и тектонического строения. В регионе преобладает механическое выветривание, связанное с суточными колебаниями температур. При этом воздействие данного типа выветривания отмечается главным образом на относительно более влажных участках, характеризующихся более или менее густой растительностью. Основную роль в денудационных процессах играет катастрофическая селевая эрозия. В течение нескольких минут или часов сели способны перенести огромные массы обломков пород. Между такими катастрофическими явлениями могут пройти годы, характеризующиеся совершенно незначительной эрозией. Отложения временных потоков, *а также селевые отложения часто расчленены оврагами* («арройос»).

Структура провинции Бассейнов и Хребтов

Определение и применение термина. Структурой провинции Бассейнов и Хребтов принято именовать систему позднекайнозойских структур, в значительной степени

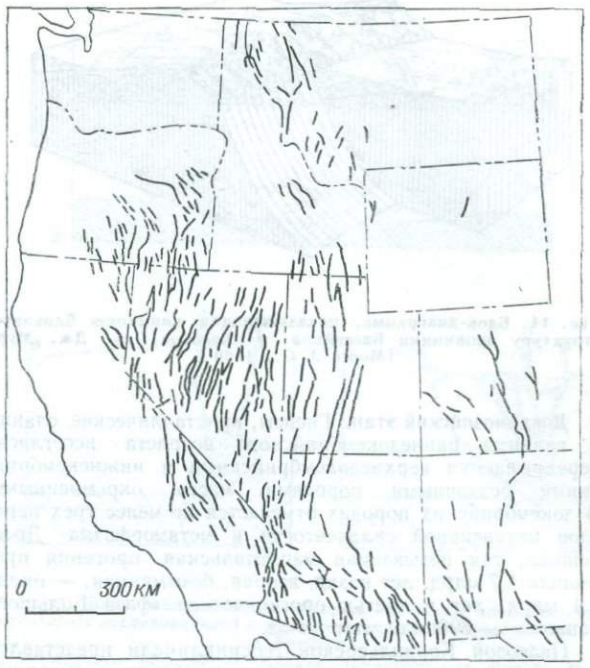


Рис. 13. Распределение разломов с простираниями, характерными для провинции Бассейнов и Хребтов, на площади западных штатов США, по Дж. Гиллюли [Gilluli J., 1963].

контролирующих рельеф геоморфологической провинции Бассейнов и Хребтов. Тот же смысл вкладывается в понятие *«сбросово-блоковая структура», поскольку оно характеризует* блоки хребтов, ограниченные позднекайнозойскими нормальными сбросами значительных амплитуд (термин «сбросовый блок» было введен У. Девисом [Gilbert G. K., 1928].

Нормальные сбросы называют «сбросами Бассейнов и Хребтов». Помимо этих разрывных структур в пределах рассматриваемой провинции встречаются (а на некоторых участках и доминируют) другие типы дислокаций (складки, надвиги, сдвиги) позднекайнозойского возраста.

Крупные позднекайнозойские разломы типа нормальных сбросов, развитые на западе США, хотя и наиболее характерны для провинции Бассейнов и Хребтов, *выходят далеко за пределы* ее географических границ, протягиваясь в Скалистые горы, на плато Колумбийское и Колорадо, а также в Калифорнийские хребты и т. д. (рис. 13). Горы Сьерра-Невада и Уосатч хотя и не входят в состав провинции, также представлены крупными наклонными блоками, ограниченными по одному борту разломами и лишь размерами отличающимися от многочисленных более мелких хребтов, локализованных в пределах данной провинции. Поэтому невозможно выделить «структурную провинцию» Бассейнов и Хребтов, совпадающую с *границами геоморфологической провинции* того же названия.

История геологического развития

Структура Бассейнов и хребтов развилась на фоне целого ряда различных тектонических событий, происходивших на тех или иных участках провинции. Они не оказали существенного влияния на последующее формирование блоковой структуры, *определившей современный* облик региона.

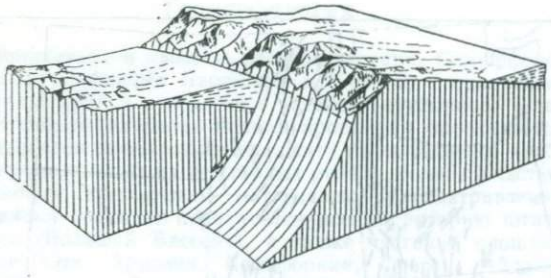


Рис. 14. Блок-диаграмма, показывающая типичную блоковую структуру провинции Бассейнов и Хребтов, по Дж. Муру [Moore J. G., 1960].

Докайнозойский этап. Гнейсы, кристаллические сланцы и граниты раннедокембрийского возраста несогласно перекрываются верхнедокембрийскими и нижнекембрийскими осадочными породами, часто окремненными. В докембрийских породах отмечается не менее трех периодов интенсивной складчатости и метаморфизма. Древнейшая, так называемая мацатцальская, орогения произошла 1,7 млрд. лет назад, вторая, безымянная, — около 1,4 млрд. лет и третья орогеническая «фаза Большого каньона» — 800 млн. лет назад.

Палеозой Кордильерской геосинклинали представлен в Западной Неваде глинистыми и кремнистыми сланцами и кварцитами, в Западной Юте и Восточной Неваде — карбонатными породами. Линия Уосатч, протягивающаяся в северо-восточном направлении через Центральную Юту, является границей между геосинклинальными и кратонным типами седиментации; последний характерен для большей части территории провинции (в Аризоне, Нью-Мехико и Техасе). Среднепалеозойский антлерский орогенез (поздний девон — ранний миссисипий), в результате которого возник надвиг гор Робертс, а также позднепалеозойский (поздняя пермь) сонорский орогенез и связанный с ним надвиг Голконда — все это является отражением крупнейших тектонических движений и образованием надвигов восточного направления, происходивших в Неваде.

В раннем мезозое значительная часть площади провинции вновь заливается морем. В средней юре и раннем мелу на территории части Большого Бассейна имели место интенсивная складчатость и внедрение батолитов, наиболее значительное с докембрийской эры. Меловой разрез, за исключением южной части провинции, почти не сохранился. В этот период происходили излияния эффузивов и в небольших масштабах внедрение интрузий.

В конце мезозоя и в начале кайнозоя, во время проявления ларамийского орогенеза, в пределах пояса, протянувшегося из Южной Невады в Западную Юту, образовались надвиги Уиллард, Нибо, Чарлстон, Мадди-Маунтин, Кистон и другие, по которым породы сместились в восточном направлении, иногда на расстояние в десятки миль. В различных частях провинции орогенические движения могли продолжаться относительно непрерывно со среднего палеозоя до раннетретичной эпохи.

Кайнозой. В результате воздействия ларамийского орогенеза нижнетретичные образования сохранились лишь на разрозненных участках и представлены терригенными породами, а также вулканитами. Значительное усиление андезитового вулканизма в середине третичного периода (конец эоцена), по-видимому, было связано с процессами перестройки в верхней мантии, отмеченными в данном регионе. Эта широко проявившаяся в среднетретичную эпоху вулканическая деятельность продолжалась в течение последующих 20 млн. лет (от позднего эоцена до раннего миоцена) и резко прекратилась 18 млн. лет назад. Вторая, петрохимически отличающаяся от первой, стадия базальтового вулканизма началась на большей части региона около 17 млн. лет назад и возвестила о начале последнего (тафрогенного) этапа тектонического развития региона, выразившегося в блокообразовании; возникшие в результате этого блоковые структуры дали впоследствии начало хребтам и бассейнам обсуждаемой провинции. На большей части ее территории современные крупные хребты и бассейны сформировались к раннему плиоцену. В олигоцене и миоцене также развивались нормальные сбросы, но простирание их, как правило, отличалось от простираний плиоценовых и более поздних разломов.

Структурные особенности. Блоки, ограниченные разломами, испытывали воздымание, погружение и (или) изгиб; возвышенные участки подвергались денудации и расчленению, в результате чего образовались хребты. Эродированный материал накапливался на площади соседних опущенных блоков или на пониженных участках пологих крыльев наклоненных блоков и формировал долины со сравнительно плоскими днищами. Можно привести несколько примеров поднятых блоков. Это, во-первых, блоковые хребты (горсты) Гумбольдт, Руби и Тойябе и наклоненные блоки, к которым могут быть отнесены западная гряда хр. Гумбольдт, северные отроги гор Шошон и горы Кортес.

По представлениям Дж. Мура [Moore J. G., 1960], поверхности разломов, ограничивающих многие наклоненные блоки, имеют грубо чашеобразную форму и вогнуты по направлению к опущенным блокам (рис. 14). Эти блоки обычно наклонены по направлению к региональным поднятиям рельефа. Образование подобных структур следует связывать с процессами растяжения поверхности земной коры. Такое растяжение в пределах Большого Бассейна оценивается в 100 км [Thompson G. A., Burke D. B., 1974].

В некоторых районах Невады, Калифорнии и Юты формирование сбросовых блоков продолжается и в наши дни. В историческое время блоковые движения (а также сопровождавшие их землетрясения и поверхностные разрывы) отмечались в 1872 г. в долине Оуэнс (Калифорния) и в невадских долинах Плезант (1915 г.), Дикси (1954 г.), Габс (1932 г.). Вдоль многих фронтов гор развиты сбросовые уступы, сформировавшиеся вдоль границ блоков, интенсивно развивавшихся в недавнем прошлом и в разной степени подвергшихся эрозии. В долине Дикси скорость растяжения за позднечетвертичную эпоху составила в среднем 1 мм/год [Thompson G. A., Burke D. B., 1973].

Гравиметрические исследования показали, что многие бассейны (долины) до глубины 1000 м и более заполнены рыхлыми и слабо уплотненными осадками в основном, очевидно, кайнозойского возраста. Кровля коренных пород под этими толщами в некоторых впадинах залегает ниже уровня океана и резко отличается по высоте от некоторых горных вершин (3000 м и более). Приведем следующие абсолютные отметки земной поверхности и кровли залегания коренных пород (соответственно) для некоторых бассейнов: Долина Смерти, Калифорния, —85, —3000 м; долина Лонг, Калифорния, +2000, —1500 м; долина Буэна-Виста, Невада, +1200, —1200 м; район Марикопа между горами Сакатон и Пало-Верде, Аризона, +360, —1100 м.

Кроме блоковых перемещений по разломам, сформировавших основные морфоструктуры провинции — хребты и впадины, определенную роль сыграла на более позднем этапе геологического развития региона пологая складчатость, также обусловившая образование некоторых форм рельефа. Так, например, не только блоковой тектоникой, но и складчатостью определяется общая конфигурация гряды холмов, окаймляющей юго-западную часть долины Смоки-Велли в округе Эсмеральда (Невада), а также горной цепи Хот-Спрингс с прилегающей Райской долиной в округе Гумбольдт.

На большей части провинции, по-видимому, преобладали вертикальные относительные перемещения соседних блоков. Однако на юго-западе Большого бассейна и в пустыне Мохаве значительную роль играли латеральные движения, в том числе разрывы сдвигового типа со смещениями в горизонтальной плоскости, а также горизонтальные изгибы пластов. В других районах провинции роль этих движений может быть более важной, чем предполагалось до сих пор.

Установлено, что по разлому Сан-Андреас, ограничивающему с юго-запада пустыню Мохаве, происходил правосторонний сдвиг, причем смещение, очевидно, превышает 500 км. Полагают, что смещение по левостороннему сдвигу Гарлок, прослеживающемуся в северной и северо-западной части пустыни Мохаве, составило по меньшей мере 60 км. В зоне смятия Лас-Вегас и в сопряженной с ней зоне Уокер-Лейн (Юго-Западная Невада) протягиваются крупные линеаменты, сопровождающиеся правосторонними горизонтальными смещениями. Эти структуры связаны с боковым правосторонним изгибом слоев. На юге провинции известно сравнительно немного смещений сдвигового типа, хотя линеаменты северо-западного простирания, пересекающие Аризону, по-видимому, сходны по тектоническому облику с линеаментом Уокер-Лейн. Этот последний, возможно, переходит по простиранию в крупный Техасский линеамент [Wertz J. B., 1970; Roberts R. J., 1966].

Некоторые геофизические характеристики провинции Бассейнов и Хребтов резко отличают ее от прилегающих регионов. Это — площадь аномально высокого теплового потока [Sass C. H. e. a., 1971] и высокой сейсмичности. Изучение землетрясений ясно показывает непрерывное широтное растяжение провинции вдоль разломов северо-западного простирания [Scholz C. H. e. a., 1971]. Кора здесь имеет мощность 20 км, т. е. она сравнительно тонкая [Tatel, Tuve, 1955; Pakiser, 1963; Prodehl, 1970] и сейсмически расслоенная. Нижний «базальтовый» слой с высокими скоростями (6,6—7,0 км/с) отделен границей или узкой переходной зоной от верхнего «гранитного» слоя, характеризующегося относительно низкими скоростями (около 6,0 км/с). Типичная континентальная кора на востоке, в районе плато Колорадо, имеет мощность около 40 км. На этом участке отмечается наличие широкой переходной зоны между верхним и нижним коровыми слоями.

Кроме упомянутой выше небольшой мощности коры провинция Бассейнов и Хребтов характеризуется верхней мантией, имеющей аномально низкую скорость продольных преломленных волн — около 7,8 км/с при норме для верхней мантии около 8,2 км/с. Г. Томпсон и М. Тальвани [Thompson G. A., Talwani M., 1964] на основании сейсмических данных, а также гравиметрических материалов подсчитали, что мощность аномальной верхней мантии составляет по крайней мере 20 км. Поэтому легкая верхняя мантия с низкими скоростями должна была служить для приподнятой провинции Бассейнов и Хребтов изостатической «опорой».

Происхождение структуры Бассейнов и Хребтов. Еще в 1874 г. Г. Джильберт и его коллеги предположили, что структура этой провинции обусловлена преимущественно вертикальными перемещениями относительно жестких блоков гор по ограничивающим их разломам. Эта гипотеза нашла поддержку у большинства исследователей. Однако как абсолютные значения вертикальных движений (поднятий и опусканий), так и их происхождение до сих пор остаются невыясненными.

На основании структурного анализа, а также интерпретации гравиметрических и сейсмических данных [Thompson G. A., 1959] было установлено, что нормальные сбросы, ограничивающие хребты, возникли в результате растяжения. Преобладание нормальных сбросов в пределах провинции позволило сделать вывод о регио-

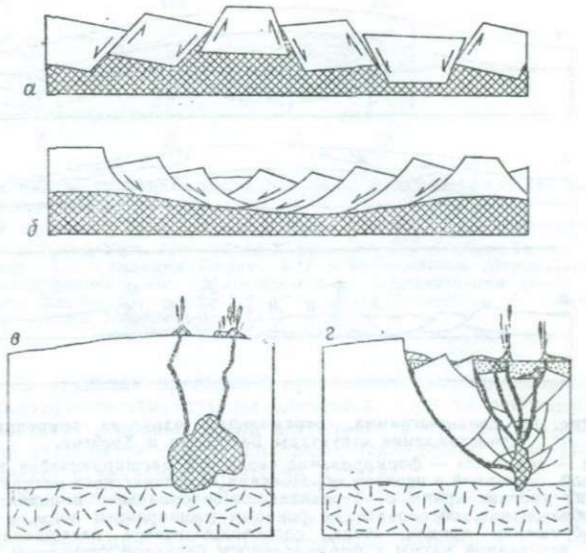


Рис. 15. Блок-диаграммы, на которых отражены представления некоторых исследователей о происхождении структуры Бассейнов и Хребтов.

а — гипотеза обрушения блоков (сравнение с плавающими деревянными призмами); *б* — гипотеза гравитационного оползания блоков; *в*, *г* — гипотеза обрушения, сопровождающегося вулканическим и извержениями.

нальном характере процессов растяжения в период формирования структуры Бассейнов и Хребтов.

Такие особенности, как базальтовый вулканизм, связанный с формированием рифта, высокий региональный тепловой поток, малая мощность коры и низкие скорости верхней мантии, подчеркивают сходство рассматриваемой провинции с другими зонами растяжений коры (в том числе с Восточно-Африканским рифтом, Рейнским грабеном и депрессией оз. Байкал). Некоторые исследователи, однако, полагают, что растяжение может представлять собой компонент более широко распространенного сжатия коры. В самом деле, для некоторой части провинции характерны сдвиговые нарушения, а многие уступы передовых гор свидетельствуют скорее о сложных разнонаправленных движениях, чем о простом скольжении по поверхности.

Среди представлений, предложенных для объяснения происхождения структуры региона, следует упомянуть гипотезу Ж. Леконта [Le Conte J., 1889], считавшего, что участок структуры между хребтами Уосатч и Сьерра-Невада испытал вздутие (формирование свода) под воздействием мантийного перемещения вещества и подтока к основанию этого участка подкорового материала. В результате оседания образовавшегося свода произошло обрушение его кровли, сопровождавшееся возникновением сбросовых блоков (рис. 15). Эту мозаику обрушившихся блоков Ж. Леконт сравнил с плавающими на воде деревянными призмами (рис. 15, *а*).

По мнению Дж. Мэкина, блоковые перемещения «являются результатом обрушения коры после устранения боковой «поддержки», вызванной вспениванием большого объема магмы, возникшей при расплавлении пород коры» (рис. 15, *в—г*). Дж. Мур [Moore I. G., 1960] высказал предположение о существенной роли гравитационного оползания. По его представлениям, блоки гор соскальзывали с региональных поднятий в направлениях, обратных существующим поднятиям современного рельефа (рис. 15, *б*).

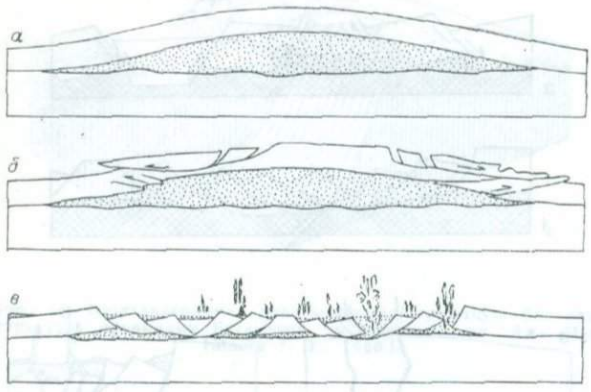


Рис. 16. Блок-диаграмма, отражающая одну из концепций происхождения структуры Бассейнов и Хребтов.

а — аркагенез — формирование свода над расширяющейся зоной, связанной с центром образования магматического расплава (на рисунке крап); *б* — гравитационное оползание и надвигообразование, обусловленные боковым расширением зоны; *в* — обрушение кровли свода, сопровождающееся извержением вспененной магмы и формированием блоковой структуры.

По-видимому, наиболее приемлемой гипотезой формирования структуры Большого Бассейна является концепция сводового поднятия и последующего обрушения свода в период релаксации напряжений (рис. 16). На основании мощного терригенного разреза центра и востока Юты и Вайоминга, включающего нижнетретичные формации Уосатч и Грин-Ривер, можно предположить наличие на западе, в области развития современной провинции Бассейнов и Хребтов, крупного поднятия или свода. Имеется ряд пологих надвигов, например, Снейк-Рейндж, Нибо, Чарлстон и Уиллард, которые отчасти могли быть связаны с гравитационным оползанием блоков пород с этого свода в восточном направлении в позднем мелу и раннетретичную эпоху. Кроме того, четко фиксируются крупные дифференциальные вертикальные движения приблизительно вдоль водораздельной линии хр. Уосатч, изменившие рельеф таким образом, что высокий, обращенный на восток раннетретичный сбросовый уступ преобразовался в существующий ныне обрыв хр. Уосатч, обращенный к западу.

Участок Мексиканского нагорья, приуроченный к Центральной Аризоне, соответствует региональному своду, поскольку здесь кровля докембрийского разреза обычно залегает на 1000 м или выше, чем в провинции плато Колорадо Юго-Западной Аризоны. Возможно, что процесс аркагенеза и обрушения свода (рис. 16) на этом участке зашел не так далеко, как в районе Большого Бассейна, хотя четвертичная блоковая тектоника здесь также в общем менее отчетливо выражена, по сравнению с той же территорией Большого Бассейна.

В настоящее время основную проблему представляет выделение структур первого, второго, третьего и более высоких порядков. Например, известны блоки размером от 100 м до нескольких километров, сопровождавшиеся оползнями. К. Лонгуэллом [Longwell C. R., 1945] выявлено обрушение антиклинали размером 35 км в поперечнике по пологим нормальным сбросам.

Несмотря, однако, на все сказанное выше, истинный механизм, сформировавший современный облик провинции, до сих пор остается предметом дискуссий. Для объяснения необычных вулканических и структурных особенностей провинции, главным образом области развития Большого Бассейна, был предложен ряд тектонических моделей. Следует упомянуть о предположении, согласно которому Восточно-Тихоокеанское поднятие перемещалось в северо-восточном направлении и погружалось под территорию провинции Бассейнов и Хребтов [Menard H. W., 1964, Wilson E. D., 1970; Mc Kee E. H., 1971]; по другой гипотезе под обсуждаемым регионом располагается зона субдукции, где имело место поддвигание кайнозойской океанической плиты [Atwater T., 1970, Mc Kee E. H., 1971, Chirstiansen R. L., Lipman, P. W., 1972, Lipman P. W. e. a., 1972, Noble D. C., 1972]; одна из концепций предполагает существование на глубине воздымавшегося мантийного диапира («горячей точки») в позднем кайнозое [Cook K. L., 1962, 1968; Armstrong R. L. e. a., 1969; Scholz C. H. e. a., 1971]. Перечисленные выше модели в настоящее время подвергаются серьезной проверке.

Р. И. Уоллес

ПРОВИНЦИЯ ПЛАТО КОЛОРАДО

Эта провинция охватывает площади четырех штатов — Аризоны, Юты, Колорадо и Нью-Мексико. Она расположена между Скалистыми горами и провинцией Бассейнов и Хребтов; в юго-восточном направлении она простирается вплоть до Великих равнин (рис. 17). Площадь собственно Колорадского плато составляет 338 000 км². Наименее характерный юго-восточный участок провинции (в пределах штата Нью-Мексико), называемый в тексте «Юго-Восточным выступом», увеличивает общую площадь провинции на 130 000 км², доводя ее до 468 000 км² (что почти вдвое больше площади Великобритании).

Рассматриваемая провинция представляет собой сравнительно высокогорную область, состоящую из отдельных плато, воздымающихся на высоту 1500—3000 м над уровнем моря и ограниченных уступами (куэстами). Последние сформировались в результате врезания в менее устойчивые породы каньонов либо смещений по крупным разломам (сбросовые уступы). На отдельных горных участках абсолютные высоты превышают 3300 м; наиболее высокая вершина провинции (3927 м) расположена в горах Ла-Салл. Пониженные участки приурочены только к долинам. Это в первую очередь относится к каньону р. Колорадо (у западного края плато высотой 1800 м река врезала глубокое ущелье, дно которого имеет абсолютную отметку всего 300 м).

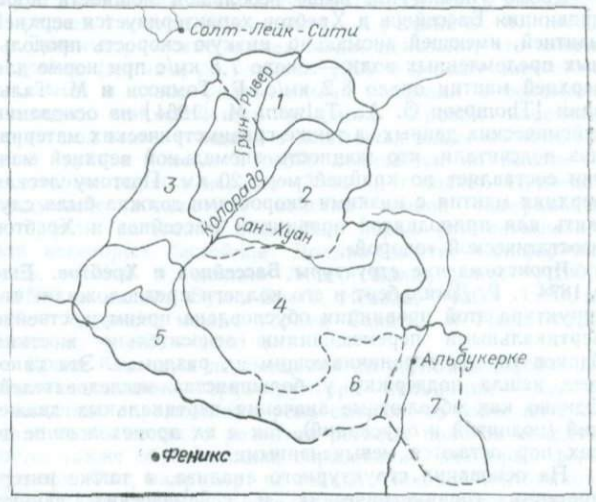


Рис. 17. Геолого-геоморфологическая обзорная карта провинции плато Колорадо.

1 — Северная впадина; *2* — район каньонов и плато; *3* — высокие плато Юты; *4* — район Навахо; *5* — район Большого каньона р. Колорадо; *6* — район Датил; *7* — Юго-Восточный выступ.

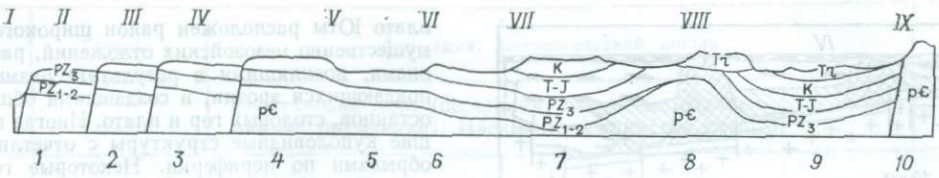


Рис. 18. Схематический широтный профиль районов Большого каньона и Навахо провинции плато Колорадо. Длина профиля 640 км, вертикальный масштаб условный.

$pЄ$ — докембрий; PZ_{1-2} — нижний и средний палеозой, PZ_3 — верхний палеозой; T—J — триас и юра; K — мел; Tr — третичный период. В верхней части рисунка — структурные подразделения (*I* — разлом Гранд-Уош, *II* — сброс Харрикейн, *III* — сброс Тороуип, *IV* — Западно-Кайбабский сброс, *V* — Восточно-Кайбабская моноклиналь, *VI* — складка Пария, *VII* — моноклиналь Марш-Пасс, *VIII* — антиклиналь Дефайанс, *IX* — разлом Насименто), внизу — геоморфологические (орографические) подразделения (*1—4* — плато: *1* — Шивуитс, *2* — Уинкарет, *3* — Канаб, *4* — Кайбаб; *5* — глыба Марбл, *6* — скалы Эхо, *7* — плато Блэк-Меса, *8* — горы Чуска, *9* — бассейн Сан-Хуан, *10* — горы Насименто).

Еще в конце прошлого века У. Холмс и А. Пил исследовали горы Ла-Салл и установили интрузивный характер слагающих их пород, что предшествовало изучению Дж. К. Джилбертом гор Генри. К. Даттон изучил высокогорные плато Юты в 1874—1876 гг., а в следующем десятилетии — плато горы Тейлор и плато Зуни. Как и на Дж. Пауэлла, на него произвела большое впечатление интенсивность эрозии, и он пытался применить в отношении приподнятого положения горных плато идею изостазии.

Дж. Джилберт выполнил классическое исследование гор Генри, внес ясность в представления, ранее изложенные А. Пилом и У. Холмсом, и ввел в геологическую литературу термин «лакколит». В первой трети нашего века важные и широкие исследования многих частей плато осуществил Х. Грегори. Начавшиеся в 20-х годах поиски нефти, а в 40-х урана дали много дополнительного геологического материала.

В регионе добыча полезных ископаемых ограничивалась углем, ванадием и ураном (с 80-х годов XIX в). Однако лишь в 1940—1950 гг. разработка урановых руд приобрела важное значение.

Геологическое строение и геоморфологическое районирование

Плато Колорадо имеет сравнительно простое строение, несколько усложняющееся в его краевых частях, особенно на востоке и на площади Юго-Восточного выступа. Типичный ландшафт плато образован горизонтальными или слегка изогнутыми пластами, устойчивыми к выветриванию и бронирующими эрозионные останцы. Эти пласты обычно смяты в очень широкие и пологие складки. В зонах крупных разрывов встречаются крутые флексуры. В краевых частях провинции развиты сбросовые блоки, образующие хребты, перемежающиеся с межгорными впадинами (переход к провинции Бассейнов и Хребтов).

Начиная с докембрия обсуждаемый регион представлял собой приподнятый жесткий блок, служивший «упором» по отношению к тектоническим движениям, обусловившим интенсивные деформации в облекающих его породах. Западная граница плато Колорадо является частью «межгорного сейсмического пояса», приуроченного к восточному краю провинции Бассейнов и Хребтов, и протягивается в северном направлении до «рва Скалистых гор». Вдоль этой линии довольно часто отмечаются землетрясения средней силы [Sbar M. L., 1972].

В составе рассматриваемой провинции выделяются следующие основные подразделения: район Северной впадины, высокие плато Юты, Большой каньон р. Колорадо, район каньонов и плато верхнего течения р. Колорадо, район Навахо, район плато Датил, Юго-Восточный выступ.

В пределах провинции преобладают меридиональные простирания структурных элементов, хотя на некоторых участках, особенно вдоль восточного и северного края, они становятся северо-западными (складчатый пояс Парадокс) и западными (бассейн Юинта).

Большой каньон р. Колорадо. Большой каньон является примером района крупнейшего поднятия и интенсивнейшей денудации. Он характеризуется развитием позднепалеозойских (преимущественно пермских) плато. Местами здесь представлены третичные вулканы, к ним, например, относятся пики Сан-Франциско, возвышающиеся на 1,5 км над поверхностью плато (в районе Флагстаф, рис. 18). К югу от Большого каньона на поверхность выходят пермские известняки Кайбаб с очень ровной кровлей; южная граница провинции обычно проводится по выдающемуся в рельефе уступу (гряда Могойон). К северу от Большого каньона расположен ряд гигантских ступеней, разделенных меридиональными сбросами

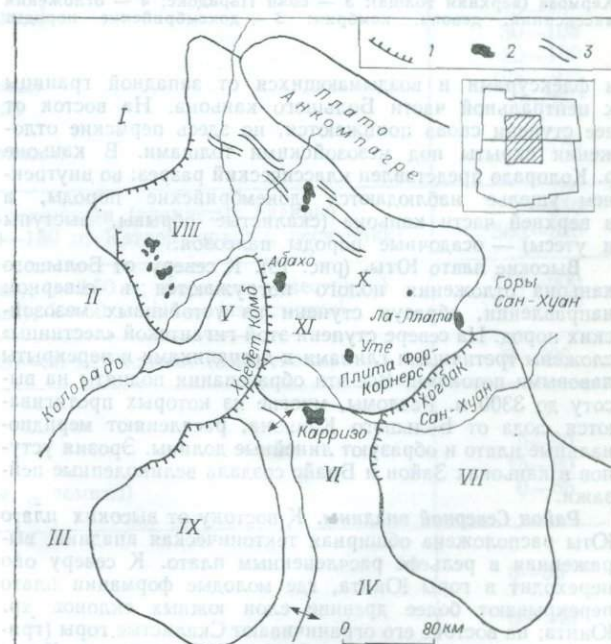


Рис. 19. Схематическая карта района «Фор-Корнерс» («перекрестка» штатов Юта, Колорадо, Аризоны и Нью-Мексико) [Ohlen H. R., McIntyre L. B., 1965].

1 — моноклинальные гряды; *2* — третичные интрузии; *3* — соляные антиклинали. *I—VII* — поднятия: *I* — Сан-Рафаэль, *II* — Сёркл-Клиффс, *III* — Кайбаб, *IV* — Зуни, *V* — Монумент, *VI* — Дефайанс; *VII* — Сан-Хуан; *VIII—XI* — бассейны: *VIII* — Генри-Маунтинс, *IX* — Блэк-Меса, *X* — Парадокс, *XI* — Бландинг.

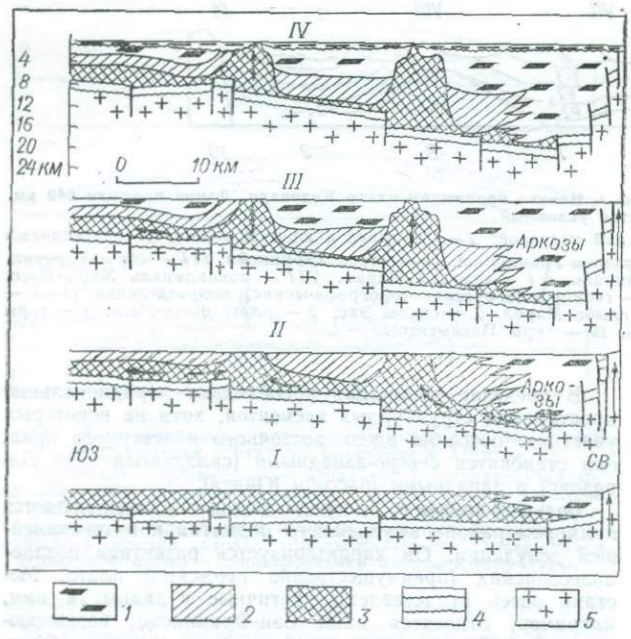


Рис. 20. Четыре стадии развития диапиров в соляных антиклиналях («галокинезис») бассейна Парадокс [Ohlen H. R., McIntyre L. B., 1965].

I—IV — стадии: *I* — среднепенсильванская, завершение формирования соляных отложений бассейна Парадокс; *II* — позднепенсильванская (в самом конце периода); *III* — позднепермская (переходная к мезозою); *IV* — раннетриасовая. *1* — формация Котлер (пермь), пенсильванские отложения; *2* — формация Хермоза (верхняя толща); *3* — соли Парадокс; *4* — отложения миссисипия, девона, кембрия; *5* — докембрийские породы.

и флексурами и воздымающихся от западной границы к центральной части Большого каньона. На восток от нее ступени снова понижаются, но здесь пермские отложения скрыты под мезозойскими толщами. В каньоне р. Колорадо представлен классический разрез: во внутреннем ущелье наблюдаются докембрийские породы, а в верхней части каньона (скалистые обрывы, выступы и утесы) — осадочные породы палеозоя.

Высокие плато Юты. (рис. 19). К северу от Большого каньона отложения полого погружаются в северном направлении, образуя ступени из устойчивых мезозойских пород. На севере ступени этой гигантской «лестницы» сложены третичными глинами и песчаниками и перекрыты лавовыми потоками. Все эти образования подняты на высоту до 3300 м. Разломы, многие из которых протягиваются сюда от Большого Каньона, расчленяют меридиональные плато и образуют линейные долины. Эрозия уступов в каньонах Зайон и Брайс создала великолепные пейзажи.

Район Северной впадины. К востоку от высоких плато Юты расположена обширная тектоническая впадина, выраженная в рельефе расчлененным плато. К северу оно переходит в горы Юинта, где молодые формации плато перекрывают более древние слои южных склонов хр. Юинта; на востоке его ограничивают Скалистые горы (гряды Бук и Роан) над долиной верхнего течения р. Колорадо. С поверхности плато сложено третичными породами, в краевых частях его обнажаются меловые толщи. К югу от гор Юинта этот разрез представлен в бассейне Юинта. На востоке плато отделенная сравнительно узким поднятием расположена впадина Пайсинс, резко сменяющаяся в восточном направлении отрогами Скалистых гор.

Район каньонов и плато верхнего течения р. Колорадо. Южнее бассейна Юинта и к востоку от южной части высоких плато Юты расположен район широкого развития преимущественно мезозойских отложений, расчлененный каньонами, возникшими в результате размыва пород, легче поддающихся эрозии, и создавшими обширный ландшафт останцов, столовых гор и плато. Иногда встречаются большие куполовидные структуры с отчетливо выраженными обрывами по периферии. Некоторые горы, как например, Генри, Ла-Салл, Абахо, Карризо и Ута, образованы лакколитами (рис. 19). Район пересекается в направлении с северо-запада на юго-восток складчатым поясом Парадокс, для которого характерны антиклинали с соляными ядрами протыкания (рис. 20).

Район Навахо. Этот район расположен к югу от описанного выше и к востоку от Большого каньона. Он сложен мезозойскими и третичными песчаниками (табл. 2), на некоторых участках — глинами; в особенности глинистые отложения распространены во впадине Сан-Хуан на северо-западе Нью-Мексико. Для рассматриваемого района характерно развитие впадин и небольших поднятий с промежуточными террасами и седловинами. Центральные участки впадин сложены меловыми и третичными породами, в краевых частях и на поднятиях обнажаются отложения юры и триаса. Геоморфологически Навахо напоминает предыдущий район, однако здесь отмечается меньше каньонов, а преобладают столовые горы и плато.

Район Датил. Он характеризуется также развитием обширных плато, сложенных лавами и туфами большой мощности. Однако поскольку здесь осадочные породы большей частью погребены под вулканическими, рельеф района Датил относительно более однообразный. Это объясняется тем, что породы, выходящие на поверхность, приблизительно одинаково выветрелые. Вдоль южной границы плато Колорадо район сильно расчленен. Отличительной чертой его северо-восточной части является развитие вулканических некков, преимущественно базальтовых.

Юго-Восточный выступ. Наименее типичный для провинции в целом данный район обладает чертами, сходными как с общим строением провинции Бассейнов и Хребтов, так и со структурой Скалистых гор. Здесь развиты блоковые горы и межгорные впадины, на некоторых из них, иногда выполненных толщей третичных и четвертичных отложений более чем 1000-метровой мощности, расположена долина р. Рио-Гранде. Другие впадины, не относящиеся к системе Рио-Гранде, характеризуются внутренним стоком.

Подножия гор в основном сложены докембрийскими породами; на гребнях гор обнажаются пермские и пенсильванские образования, а более молодые отложения, как правило, залегают на пологих склонах.

Стратиграфия, проявления орогенеза, магматическая деятельность

Провинция плато Колорадо заслуженно считается «царством красноцветов» — песчаников и глин различных оттенков красного цвета, от пермского до юрского возраста (табл. 3). Полный разрез ни в одном месте не вскрывается. Кембрий представлен главным образом песчаниками, остальная часть нижнего палеозоя — преимущественно карбонатная. В верхнепалеозойских, мезозойских и третичных толщах начинают преобладать песчаники и глинистые породы.

В геологической истории докембрия выделяются два тектонически нестабильных периода: первый ознаменовался складчатостью, метаморфизмом, внедрениями гранитных интрузий и пегматитов, для второго более характерно развитие крупных разломов, сопровождавшихся наклонами блоков пород. Каждый из двух периодов сопровождался длительной и глубокой эрозией. Новая

ТАБЛИЦА 2

Стратиграфия района Фор-Корнерс (центральный район штатов Юта, Колорадо, Аризона и Нью-Мексико)

Периоды	Группы	Формации, литологический состав	Мощность, м
Третичный		Уосатч—Сан-Хосе (песчаники, глинистые сланцы)	75—600
		Анимас (песчаники), Насименто (глинистые сланцы)	50—700
Меловой		Макдермотт (конгломераты)	10—90
		Киртланд (глинистые сланцы)	190—510
		Фрутланд (песчаники, глинистые сланцы)	69—90
		Пикчерд-Клиффс (фангломераты)	10—85
		Льюис (глинистые сланцы)	22—510
	Месаверде	Клифф-Хаус (песчаники)	0—75
		Менефи (углистые песчаники и сланцы)	240—480
		Пойнт-Лукаут (песчаники)	30—90
	Манкос	Хоста (песчаники)	30—60
		Маллето (глинистые сланцы)	75—120
		Геллап (песчаники)—Токито (песчаники)	55—75
		Лейк-Манкос (глинистые сланцы)	200—650
		Гринхорн (известняки)	10—20
		Граперос (глинистые сланцы)	15—45
		Дакота (песчаники)	30—80
		Барро-Каньон (песчаники)	
Юрский	Моррисон	Бассейн Браши (глинистые сланцы)	30—90
		Вестуотер (песчаники)	0—90
		Рекапчур (глинистые сланцы)	0—180
		Салт-Уош (песчаники)	30—105
	Сан-Рафаэль	Блафф (песчаники)	5—75
		Саммервилл (глинистые сланцы)	5—60
		Пони-Экспресс (известняки)	0—22
		Энтрада (песчаники)	20—135
		Кармел (глинистые сланцы)	10—200
	Глен-Каньон	Навахо (песчаники)	0—180
		Кайента (глинистые сланцы)	5—95
		Моенаве (песчаники)	30—105
		Уайнгейт (песчаники)	30—180
Триасовый		Чайнли (глинистые сланцы)	125—300
		Шанерамп (конгломераты)	0—35
		Несогласие	
		Моенкопи (глинистые сланцы)	0—180
Пермский		Кайбаб (известняки), Хоскиннини (глинистые сланцы)	0—250
		Де-Челли (песчаники, 0—180 м; Катлер (аркозы, песчаники)	300—525
Пенсильванский		Сапаи (глинистые сланцы), 0—150 м; Хермоза (известняки)	240—600
		Молас (глинистые сланцы), 0—60 м; Нако (известняки)	500—600
Миссисипский		Ледвилл (известняки), 20—30 м; Редуолл (известняки)	2—200
Девонский		Несогласие	
		Урей (известняки)	0—90
		Элберт (известняки)	15—90
		Анет (глинистые сланцы, доломиты)	0—55
Кембрийский		Игнасио (кварциты)	0—35
		Несогласие	
		Тонто	0—240
Докембрийский		Серия Гранд-Каньон (песчаники, известняки, глинистые сланцы, кварциты)	
		Несогласие	
		Вишну (кристаллические сланцы, граниты)	

ТАБЛИЦА 3

Стратиграфия отложений Юго-Восточного выступа провинции плато Колорадо

Возраст	Литолого-стратиграфические подразделения: Группы	Формации	Мощность, м
Третичный период		Санта-Фе (песчаники, алевролиты)	300
Мел		Месаверде (песчаники)	750—1050
		Манкос (глинистые сланцы)	105—510
		Дакота (песчаники)	30—75
Триас		Докум (глинистые сланцы)	300—360
Пермь	Манзано	Сан-Андрес (известняки)	25—300
		Йесо (песчаники, алевролиты, известняки)	120—225
		Або (песчаники)	165—330
Пенсильваний	Магдалена	Мадера (известняки, глинистые сланцы)	320—600
		Сандия (песчаники, известняки)	30—150
Миссисипий		Хелмс (известняки)	0—20
		Ранчерия (известняки)	0—90
		Несогласие	
		Лейк-Валли (известняки)	10—20
		Кабаллеро (известняки)	5—20
Девон		Перча (глинистые сланцы)	5—30
		Несогласие	
		Слай-Гап (глинистые сланцы, известняки)	0—15
		Несогласие	
		Онате (алевролиты)	0—10
Силур		Фуссельман (доломиты)	5—15
		Несогласие	
Ордовик	Монтоя	Каттер (известняки), 15—50 м; Вальмонт (известняки)	45—65
		Аллеман (известняки)	35—55
		Апхем (известняки)	5—25
		Кейбл-Каньон (песчаники)	5—10
		Несогласие	
		Эль-Пасо (известняки)	105—155
Кембрий		Блисс (песчаники)	35—50
Докембрий		Граниты, гнейсы, кристаллические сланцы	

фаза диастрофизма произошла к концу мезозоя, однако это были лишь проявления тафрогенеза, косвенные указания на которые дают также материалы по смежным регионам.

Подъем Скалистых гор привел к сносу значительных масс обломочного материала, сформировавшего покров третичных песков, алевритов и глин. Регион представлял собой приподнятый блок, более или менее устойчивый по отношению к тектоническим движениям, приводившим к значительным деформациям на прилегающих территориях; по периферии этого блока возникали крупные разломы и пологие флексуры.

Магматическая деятельность в докембрийских породах проявилась в форме лавовых потоков, даек, силлов и крупных интрузий основного или кислого состава. В течение длительного временно́го интервала вплоть до третичного периода в регионе не наблюдались проявления магматизма. На этом позднем, третичном, этапе произошло внедрение лакколитов, сложенных породами среднего состава — диоритов и монцонитов, возраст которых, по данным Дж. Штормера [Stormer J. C., 1972], соответствует раннему миоцену (22—25 млн. лет). После этого имели место базальтовые излияния как центрального, так и трещинного типа, в ходе которых накопились огромные массы туфов и лав среднего и кислого состава (район Датил), а кое-где образовались штоки и некки лампрофиров (миннетт и мончикитов) и трахибазальтов (Хопи-Бьютт, Шипрок и другие массивы). Эти щелочные изверженные породы распространены преимущественно вдоль границы Аризоны и Нью-Мексико.

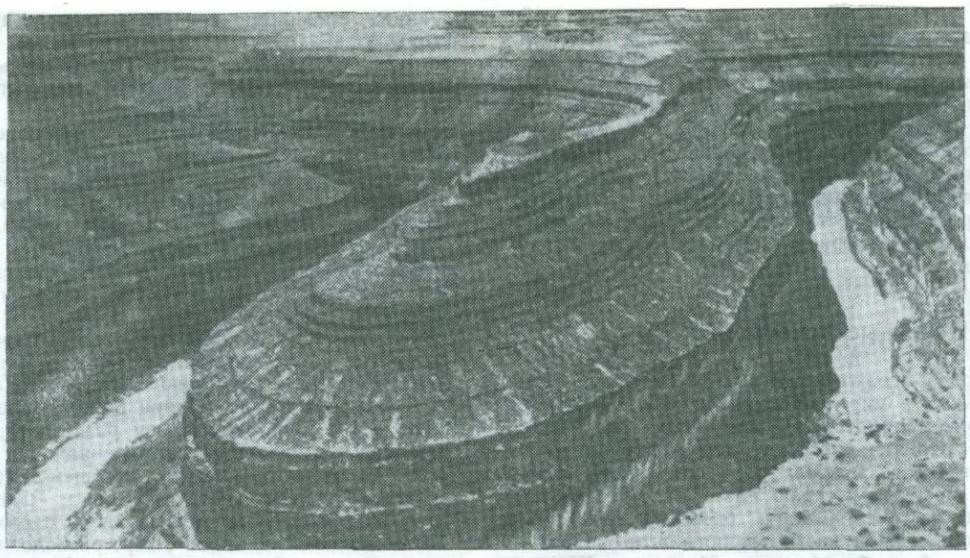


Рис. 21. Отрезки изгибающейся долины р. Сан-Хуан («гусиные шеи»), образованные врезанной меандрой (фото Р. Фейрбриджа).

По данным изотопной датировки для большинства базальтов устанавливается позднемиоценовый возраст (14,8—10,1 млн. лет). Внедрения основных пород сменились главной фазой поднятий и разрывных дислокаций (10—6 млн. лет), после которой вновь имели место базальтовые излияния позднего этапа вулканизма [Mc Kee E. H., Anderson R. Y., 1971], продолжавшиеся до голоцена [Stormer J. C., 1972]. Толеитовые базальты, обогащенные оливином, характерны для этой стадии геологического развития всего запада США. С позиций гипотезы тектоники плит эти магматические проявления связаны со спрединтом, ось которого была приурочена к провинции Бассейнов и Хребтов.

Геологическое развитие Юго-Восточного выступа несколько отличалось (табл. 3). Разрез докембрия здесь аналогичен остальной части региона, но дальнейшее развитие характеризовалось поднятием центральной зоны в раннем палеозое. Южная часть его оставалась все время затопленной, а в позднем палеозое море покрыло всю площадь выступа, что обусловило карбонатный тип седиментации почти до конца палеозойской эры.

Континентальный режим на ряде участков возобновился в перми и стал преобладающим в мезозое. В это время условия осадконакопления на площади выступа устанавливаются такие же, как и на всей остальной территории провинции. В результате ларамийской орогенической фазы, проявившейся в пределах данного района более активно, возникли блоковые горы и межгорные впадины.

Районы познавательного значения

На плато Колорадо есть несколько мест, где можно отобрать весьма интересные музейные образцы. В округе Грант (Нью-Мексико), в округе Ураван (Колорадо) и на юго-востоке Юты часто встречаются вторичные минералы урана и ванадия. В округах Хансонберг и Магдалена близ Сокорро (Нью-Мексико) были найдены замечательные образцы минералов медных, медно-свинцовых, медно-цинковых и цинковых руд. В бассейне Юинта обнаружен гильсонит; в отложениях формации Чинли в изобилии представлена яркоокрашенная окаменевшая древесина.

Многие пласты известняков содержат фауну беспозвоночных, но наиболее примечательная особенность провинции плато Колорадо — это скопления остатков скелетов позвоночных животных. Они встречаются в отложениях от пермского до третичного возраста. Горы Хемес на восточном борту бассейна Сан-Хуан известны находками рептилий и млекопитающих. Первая на юго-западе США находка эоценовых млекопитающих была сделана в долине р. Рио-Гранде. При добыче урановых руд, особенно в районе гор Гранта, было обнаружено много костей динозавров, замещенных урановыми минералами. По-видимому, самое интересное скопление динозавров находится в Национальном заповеднике динозавров, расположенном на границе Юты и Колорадо; здесь демонстрируются целые скелеты динозавров на месте их первоначального захоронения.

В провинции имеется ряд участков, представляющих большой геологический интерес. К ним относятся: Большой каньон, где в результате речной эрозии возник уникальный ландшафт нависающих карнизов и склонов; национальный парк Зайон с развитием гигантских монолитов белых косослоистых юрских песчаников; каньон Брайс и ущелья Сидар-Бедленд с причудливыми пиками розовых речных и озерных нижнетретичных отложений; заповедник Капитол-Рифс — эродированные монолиты пород группы Глен-Каньон; Национальный заповедник динозавров, где можно наблюдать крупные формы речной эрозии и окаменевшие скелеты динозавров; Национальный заповедник Арок, представленный живописными эрозионными формами в красноцветных отложениях формации Энтрада и Кармел; р. Сан-Хуан с глубоко врезанными в породы Юго-Восточной Юты меандрами (рис. 21) *; Национальный завопедник «Природных мостов» — великолепные «мостовые пролеты», созданные

* На показанном здесь участке р. Сан-Хуан пересекает складчатый борт поднятия Монумент. Непрерывное врезание меандр в процессе подъема этого участка территории привело к образованию каньона глубиной 260 м, в результате были полностью обнажены отложения пермской формации Катлер и вскрыта пенсильванская формация Хермоза. — *Прим. автора.*

речной эрозией в массивных песчаниках; национальный парк Меса-Верде, расположенный в пределах высокой столовой горы, месте обитания древних индейских племен; Национальный заповедник кратера Сансет — сравнительно недавно сформировавшегося шлакового конуса; каньон Шелли — место развития каньонов с крутыми склонами в массивных песчаниках; заповедник Пайнтед-Дезерт («Живописная пустыня»), где причудливый ландшафт создан пестроцветными отложениями триасовых формаций; Петрифайт-Форест (окаменевший лес), в котором деревья триасового периода замещены агатом и другими минералами.

Полезные ископаемые

Плато Колорадо — важнейший в США и один из наиболее значительных в мире поставщиков урана. Четыре штата, на территории которых расположена провинция плато Колорадо, входят в число пяти ведущих уранпроизводящих штатов США. Залежи урана приурочены главным образом к восточному краю плато и локализуются в пределах юго-восточного борта бассейна Сан-Хуан, а также в районе южной части границы штатов Юта—Колорадо. Этот район обеспечивал с 90-х годов XIX в. также и основную добычу ванадия, месторождения которого залегают в юрских и (в меньшей степени) в меловых и триасовых породах.

С 20-х годов нашего столетия было выявлено много нефтяных и газовых месторождений. Главные добывающие районы — бассейн Юинта на севере (преимущественно нефть) и бассейн Сан-Хуан на юге (преимущественно газ). Продуктивны горизонты пенсильванского и мелового возраста, а во впадине Юинта в том числе и эоценовые слои. Кроме того, в бассейне Юинта добывают гильсониты и другие твердые углеводороды, а восточная часть его характеризуется огромными запасами горючих сланцев. Имеются два гелиевых завода, располагающиеся вблизи границы четырех штатов. В меловых отложениях на востоке провинции обнаружены значительные залежи каменных углей, запасы которых только в северо-западной части Нью-Мексико составляют 50 млрд. т.

Дж. П. Фицсиммонс

ПРОВИНЦИЯ ВЕЛИКИХ РАВНИН

Провинция Великих равнин, одна из крупнейших морфоструктур Северной Америки, простирается от равнины Пис-Ривер (в Северо-Западной Канаде) в южном и юго-восточном направлении до плато Эдуардс — лишенной третичного покрова известняковой возвышенности в Центральном Техасе. Таким образом, Великие равнины протягиваются на расстояние 3700 км, захватывая 32° по широте (от 29° до 61° с. ш.), и располагаются к востоку от Скалистых гор.

Ширина провинции в Западной Канаде составляет около 300—550 км; от канадской границы до южных районов Канзаса (центральная область Великих равнин) она возрастает приблизительно до 650 км (рис. 22), на юге провинции вновь сужается до 300—550 км. Абсолютные отметки западной части провинции (от восточных склонов канадских Скалистых гор на юг через Монтану, восточную часть Вайоминга, Колорадо и Нью-Мексико) колеблются около 1500 м; восточная же ее граница на всем протяжении проходит приблизительно по горизонтали 300 м.

В геоморфологическом отношении Великие равнины на западе ограничены Скалистыми горами, а на востоке сливаются с Внутренними равнинами крупного единого бассейна рек Миссисипи—Миссури—Огайо. Юго-западная граница провинции совпадает с простиранием морфоструктур к западу от долины р. Пекос, прослеживаясь до Большого изгиба р. Рио-Гранде; юго-восточная граница Великих равнин проходит по уступу Балконес, окаймляющему плато Эдвардс.

На участке, получившем название «Гангпланк» («Сходни»), в юго-восточной части Вайоминга, где первоначальная поверхность «Высокой равнины» почти не изменилась до наших дней, она понижается от фронта Скалистых гор вначале довольно круто, а затем (на территории западной части Небраски) более полого, продолжая выполаживаться и постепенно становясь ровной низиной в пределах восточной части Небраски (рис. 23).

Общая площадь Великих равнин Северной Америки составляет около 1,8 млн. км², из которых примерно 60% приходится на территорию США.

В структурном отношении Великие равнины представляют собой широкую полосу развития неглубоких синклиналей, выполненных отложениями от раннекембрийского до мелового возраста, в общем погружающихся от западного и восточного бортов к центральной зоне (рис. 23). Более погруженная часть, сложенная с поверхности меловыми глинами Пьер, расположена на территории центральной и западной части Небраски и напоминает погруженную на восток овальную чашу. В этом районе развит наиболее полный и мощный (600 м) после Скалистых гор разрез континентальных третичных отложений (от олигоцена до плиоцена).

Климат, почвы, растительность

Великие равнины расположены преимущественно в полуаридной увлажненной зоне со среднегодовым количеством осадков около 500 мм на востоке и чуть больше 300 мм — на западе (в юго-восточной части иногда выпадает более 600 мм осадков в год). Рельеф и климат провинции соответствуют типичным степям средних широт, хотя на севере Канады она сливается с низменностью Пис-Ривер, характеризующейся многолетней мерзлотой, а на юге, в районах Остин и Сан-Антонио в Техасе, среднегодовые температуры достигают +20° С.

На крайнем севере развиты сфагновые болота с недоразвитыми подзолистыми почвами. Однако в центральной зоне Великих равнин распространены серый чернозем и красновато-бурые (каштановые) почвы, а южнее — красноземы и бурые почвы, характерные для теплого (до холодного) сухого климата.

Среди растительности преобладают травы степей и прерий (преимущественно низкие, и лишь Песчаные холмы Небраски украшены высокотравьем). В широких долинах, где ручьи и источники хорошо увлажняют почву, произрастают хвойные (сосновые и кедровые) и смешанные (вяз, ива и т. д.) леса.

Еще 100 лет назад Великие равнины называли «Великой Американской пустыней». По мнению многих ранних исследователей, район этот был непригоден для постоянного проживания. При ориентировке в наименее расчлененных эрозией однообразных степях Техаса и Нью-Мексико испанские исследователи вынуждены были использовать астронавигацию и сооружать специальные вышки. Армия США на первых этапах считала юг Великих равнин настолько непригодным для жизни, что даже использовала там верблюдов. Многие годы спустя находки костей этих верблюдов вызвали замешательство среди палеонтологов. Постоянные поселенцы в районе появились лишь с началом строительства трансконтинентальной железнодорожной магистрали.

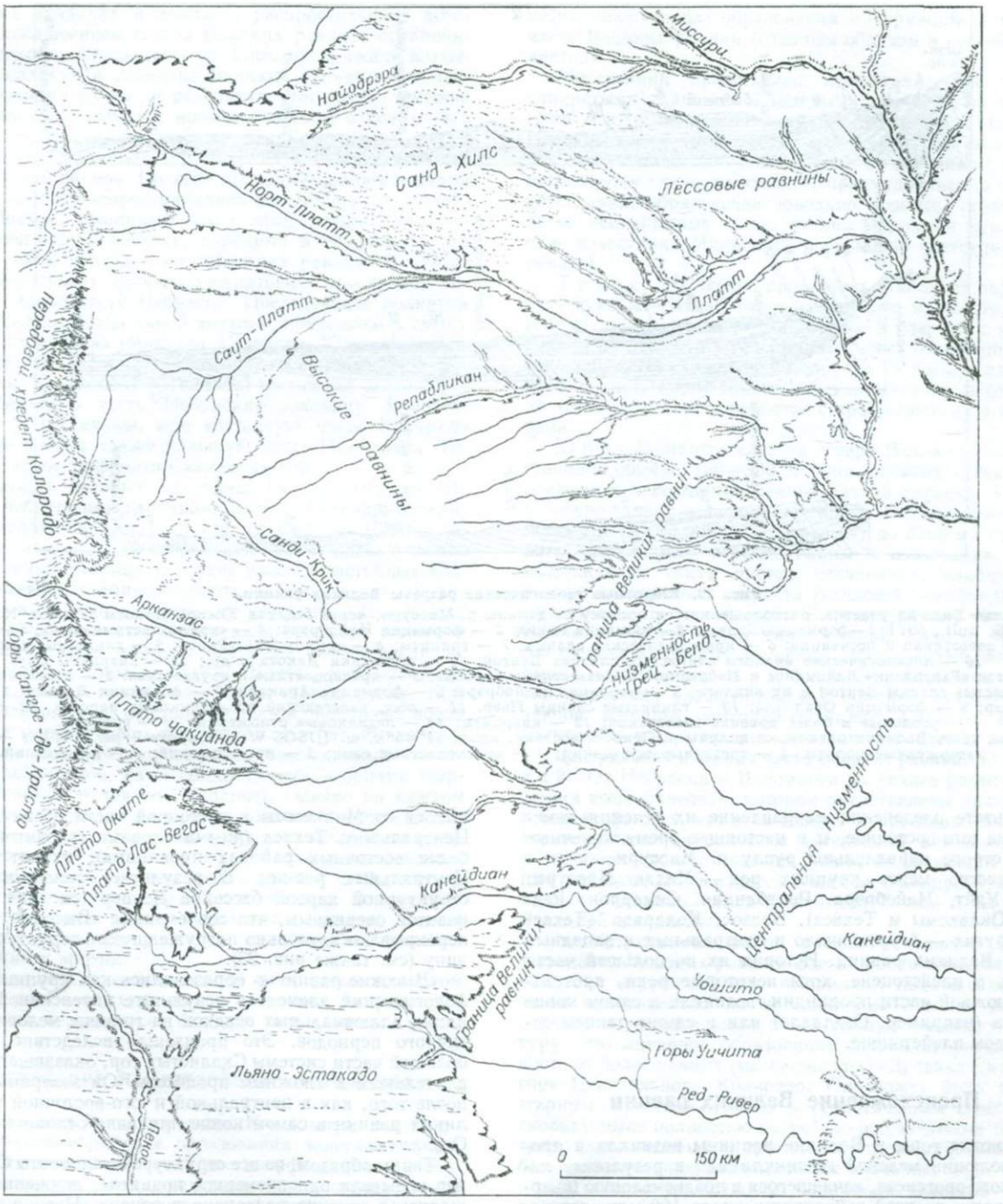


Рис. 22. Схематическая геоморфологическая карта центральных районов Великих равнин [Fenneman N. M., 1931].

Крупные реки

Несколько крупных рек провинции начинаются в межгорных впадинах Скалистых гор и текут на восток через Великие равнины в хорошо разработанных зрелых долинах. Это в первую очередь система р. Миссури и ее притоки: Йеллоустон на севере, Северный и Южный Платт и Арканзас, текущие преимущественно по Колорадо и Канзасу, Канейдиан и Пекос — реки юго-запада провинции. Все они имеют длительную геологическую историю, начавшуюся еще в раннетретичную эпоху активным накоплением обширных аллювиальных отложений в центральной части и на юге Великих равнин. Сложное плейстоценовое и современное эрозионно-аккумулятивное развитие выразилось в формировании большого количества многоступенчатых террас.

Погребенные речные долины указывают на то, что древний Йеллоустон и другие реки до четвертичного оледенения текли на северо-восток, в пределы Канады.

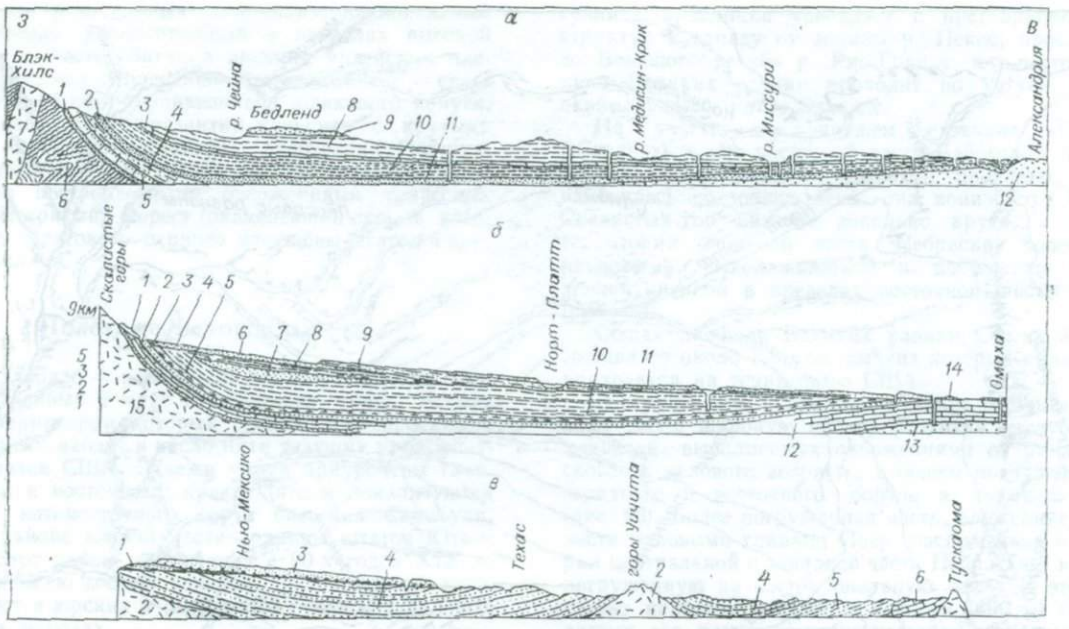


Рис. 23. Широтные геологические разрезы Великих равнин.

а — от Блэк-Хилс до участка, расположенного к востоку от долины р. Миссури, через бедленд Южной Дакоты [Darton N. H., 1919, U. S. G. S. Bull., 691]. *1*—формация Дэдвуд; *2*—формация Рапид; *3* — формация Найобрэра; *4* — «красноцветные слои»; *5* — каменноугольные известняки и песчаники; *6* — кристаллические сланцы; *7* — граниты; *8* — группа Уайт-Ривер; *9* — глинистые сланцы Пьер; *10* — литологические аналоги глинистых сланцев Бентон; *11* — песчаники Дакота и др.; *12* — кварциты Сиу.
б — участок «Гангпланк» Вайоминга и Небраски. *1* — известняки карбона; *2* — красноцветные и другие слои; *3* — песчаники Дакота; *4* — глинистые сланцы Бентон и их аналоги; *5* — формация Найобрэра; *6* — формация Арикари; *7* — формация Ларами; *8* — группа Уайт-Ривер; *9* — формация Огаллала; *10* — глинистые сланцы Пьер, *11* — лёсс, залегающий на ледниковых наносах; *12* — каменноугольные и более древние известняки; *13* — кварциты; *14* — ледниковые отложения; *15* — граниты.
в — южная часть Великих равнин, от долины р. Пекос к востоку, вдоль 34° 45′ с. ш. [USGS Water Supply Paper, 154]. *1* — мел; *2* — изверженные породы; *3* — третичные отложения; *4* — красноцветные слои; *5* — пенсильваний; *6* — миссисипий.

В результате оледенения направление их течения изменилось на юго-восточное, и в настоящее время конечные морены строго параллельны руслу р. Миссури.

Множество менее крупных рек — Малая Миссури, Чейна, Уайт, Найобрэра, Репабликан, Симаррон, Ред-Ривер (Оклахомы и Техаса), Бразос, Колорадо (Техас) и ряд других — берут начало в центральных и западных районах Великих равнин. История их по большей части началась в плейстоцене, хотя некоторые реки, протекающие в южной части провинции, возникли в самом конце плиоцена (например, Огаллала) или в самом раннем доледниковом плейстоцене.

Происхождение Великих равнин

Скалистые горы и Великие равнины возникли в процессе эволюции меловой геосинклинали в результате ларамийского орогенеза, начавшегося в позднемеловую (пьерскую) эпоху, по всей вероятности около 100 млн. лет назад. Западная часть этого древнего домелового морского дна превратилась в высокие, сильноскладчатые и нарушенные разрывами Скалистые горы.

Бóльшая часть восточной половины бассейна мелового моря испытала лишь небольшой подъем; когда море отступило, обнажилась однообразная поверхность, образовавшая обширную, слегка выпуклую равнину, очень полого понижающуюся к востоку. Периодически она поднималась все выше на западе и приобретала более крутой региональный уклон на восток, в то же время слегка прогибаясь вдоль нечетко выраженной меридиональной осевой зоны. Вдоль фронта Скалистых гор в этот период возникли разломы. Часть древнего морского дна, простиравшегося от Миннесоты и восточной части обеих Дакот до Центрального Техаса (иными словами, развитого в наиболее восточных районах провинции), входит в состав Центральных равнин. В результате сопоставления со структурной картой бассейна Денвер (см. рис. 26) становится очевидным, что современные «Высокие равнины» перекрывают длительно погружавшуюся структурную впадину (см. также рис. 23).

«Высокие равнины» образовались как крупный геоморфологический элемент в результате интенсивной аккумуляции аллювиальных осадков на границе мелового и третичного периодов. Это произошло вследствие поднятия большей части системы Скалистых гор, оказавшегося очень длительным и сложным процессом. Он завершился лишь после того, как в центральной и юго-восточной части Великих равнин в самом конце плиоцена отложились толщи Огаллала.

Таким образом, не все структурные элементы Скалистых гор испытали одновременное поднятие; движения продолжались в течение палеоцена и эоцена. Несколько этапов поднятия произошло в конце третичного периода и в плейстоцене. Формирование Высоких равнин было хорошо описано У. Джонсоном: «... Следовательно, за небольшим исключением для более низких участков, Высокие равнины образовались в третичный период. В плейстоцене они были разбиты на блоки, выраженные в рельефе отдельными плато; пожалуй, нет никаких сомнений в том, что эти поверхности без ощутимых изменений сохранились с начала плейстоцена» [Jonhson W. D., 1901, p. 631]. В особенности это относится к району плато Огаллала, протягивающемуся от р. Северный Платт до Техаса.

На начальном этапе подъема территории (в палеоцене и эоцене) седиментация происходила лишь в небольших

межгорных впадинах и долинах, распространение которых, за исключением севера Великих равнин, ограничивалось регионом Скалистых гор. Горы продолжали воздыматься, вовлекая в поднятие Великие равнины и создавая их уклон на восток. В результате этого реки, текущие в восточном направлении, промыли долины в межгорных впадинах и вышли на Великие равнины. Таким путем к востоку от Скалистых гор накопился нижнетретичный аллювиальный покров. По мере продолжавшегося подъема этих гор осадки распространялись все дальше на восток. Таким образом, обширный чехол аллювиальных отложений продвигался к востоку, перекрыв в конечном итоге бо́льшую часть центра и юга Великих равнин. К олигоцену (Уайт-Ривер) песчано-алевритовые отложения достигли западной части Небраски. Последующие поднятия сопровождались интенсивной эрозией, приведшей к смыву в некоторых районах (Монтана, Северная, Южная Дакота и Колорадо) большей части олигоцена и к обнажению меловых глин. К плиоцену (Огаллала) третичный чехол перекрывал бо́льшую часть Небраски, половину Канзаса, Панхандл *, Оклахомы, всю восточную часть Колорадо и Нью-Мексико, а также бо́льшую часть Панхандла Техаса, на восток от фронта Скалистых гор.

Водотоки, в которых накапливался этот материал, отличались небольшими глубинами и сильно меандрировали. Они достигали ширины 1 км при глубине до 10 м, т. е. были такими же, как и современные реки. Здесь имелись также «лагуны», старицы и другие участки застойных вод, где накапливались тонкозернистые осадки; однако крупных пресноводных озер, вероятнее всего, не было. Между реками и в их долинах существовали заросшие болота и низины. Временами пески и алевриты формировали на сухих участках дюны и бугры. Более грубозернистые разности песков и гравий заполняли старые русла; глинистые и алевритовые частицы оседали в спокойных водах и в поймах или перемещались ветром. На раннетретичном этапе сухие периоды фиксируются отложениями гипсов и других эвапоритов, на позднетретичном — зонами твердых известковых отложений (каличе). Однако на каждом этапе намыва расход воды в реках должен был быть достаточно большим для того, чтобы сохранить насыщение и высокий уровень грунтовых вод в уже отложенных осадках, а также поддержать уровень воды в руслах, чтобы обеспечить возможность транспортировки осадков. В засушливые периоды реки могли надолго пересыхать, водное зеркало значительно опускалось, преобладали ветровая аккумуляция и эрозия.

В плейстоцене с его холодным и аридным климатом с территории Великих равнин в восточном направлении должны были переноситься большие массы лёсса.

Палеозойские и мезозойские отложения

Северная часть Великих равнин. Нижний палеозой. Верхнекембрийские образования залегают на докембрийских кристаллических (метаморфических и изверженных) породах. Они представлены преимущественно песчаниками, в меньшей мере — известняками. Ордовик сложен глинистыми сланцами с пластами карбонатных пород и проницаемых песчаников. Силур бассейна Уиллистон имеет аналогичный состав и мощность до 335 м.

Верхний палеозой. Девон представлен глинистыми и карбонатными породами значительной мощности, местами доходящей до 600—900 м. В Канадских Скалистых горах уже давно были известны обнажения верхнедевонских рифов, но лишь в 1947 г. при бурении на нефть аналогичные образования обнаружили в северной части Великих равнин (главным образом в бассейне Уиллистон).

Миссисипий представлен известковистыми темными глинистыми сланцами и мощными массивными известняками (сходными с известняками Медисон и Пахасаппа). Пенсильванские и пермские отложения содержат значительное количество песчаников и песчанистых глин; встречаются также массивные, преимущественно нечистые известняки, образующие довольно мощные, стратиграфически непрерывные толщи (к ним относятся пенсильванские известняки Миннелуса и пермские известняки Миннеката).

Триас. На севере провинции триасовые породы отсутствуют или имеют очень небольшую мощность. Терригенные породы триаса установлены в разрезе и увеличиваются в мощности в геосинклинальных отложениях к северо-западу от бассейна Уиллистон (в Саскачеване). На востоке часть пород триаса имеет морское происхождение, но эти пласты переслаиваются с красноцветами и эвапоритами.

Юра. Мощность юры на севере Великих равнин составляет обычно 150—300 м. Она сложена песчаниками, глинами и известняками самой разной окраски. К западу и северо-западу в глубинных зонах геосинклинали мощность юрских отложений возрастает до 2500 м; здесь развиты сероцветные морские глины и известняки, иногда выдержанные свиты чистых песчаников, накопившихся в море санданского возраста (келловей—оксфорд). Верхняя юра центральной части Великих равнин (Колорадо, Вайоминг, район Блэк-Хилс Южной Дакоты, Монтана) представлена преимущественно континентальными фациями мелководных озер и болот. Это формация Морриссон, известная разнообразием и обилием остатков динозавров. Крупные рептилии появились в триасе, достигли расцвета в юре и продолжали доминировать в мелу.

Центральная и южная часть Великих равнин. Палеозой. От Небраски и Вайоминга до Техаса развиты отложения всего палеозоя, которые представлены практически в тех же фациях, что и на севере. В пределах этой территории выделяется наиболее интересный в геологическом и экономическом отношении район, включающий небольшой участок Юго-Западного Канзаса, бо́льшую часть Панхандла Оклахомы, север Панхандла Техаса и часть Юго-Западной Оклахомы.

Рассматриваемый район расположен почти целиком в пределах Высоких равнин. Здесь прослеживается широтная зона нарушений (хр. Амарилло), поднявшаяся в течение пенсильвания почти синхронно с зоной разломов Уошито и составляющая с ней единую линейную структуру. Это линейное образование сохраняет унаследованность от более ранних (миссисипских) «Древних Скалистых гор» Центрального Колорадо. Оно может быть названо «горным хребтом» только в геологическом смысле, поскольку ныне полностью погребено под мощными толщами триасовых, меловых и третичных отложений. Этот «хребет» имеет большое экономическое значение.

На южной оконечности провинции Великих равнин расположен Пермский бассейн Западного Техаса. Здесь развит наиболее полный в Северной Америке разрез пермских отложений, преимущественно морских глин и известняков.

Верхний пенсильваний и пермь центра и юга Великих равнин сложены перемежающимися маломощными пластами морских известняков и глин, образующих стратиграфически непрерывный разрез и выдержанных по мощности на значительных расстояниях. Песчаники менее выдержанны и обычно имеют линзовидное строение. Такой характер разреза прослеживается под мощным покровом более молодых пород в северном и западном направлениях, до гор Хайвуд восточной части Вайоминга. К югу и к юго-западу увеличивается количество красноцветов,

* «Панхандл» (буквально — «ручка от кастрюли») — северо-западный выступ, образуемый конфигурацией границ штата Оклахома. — *Прим. пер.*

на западе появляются гипсы, ангидриты и соли; здесь пермские красноцветы трудно отличить от перекрывающих их триасовых. Завершение морского осадконакопления в перми отмечается в трех морских бассейнах Западного Техаса — *Мидленд, Делавэр и Марфа.*

Триас и юра. Широко распространенные континентальные триасовые красноцветы представлены красными и каштановыми песчаниками и ярко-красными песчанистыми глинами мощностью от 50 до 300 м, с линзами гипса, а в кровле — с выдержанными гипсовыми пластами мощностью от 5 до 10 м. Эти отложения развиты в западной части Южной Дакоты, в Западной Небраске, на востоке Вайоминга и Колорадо и залегают под третичными породами Высоких равнин в Восточном Нью-Мексико и на большей части Панхандла Техаса. Эти красноцветы обнажаются в районе Блэк-Хилс Вайоминга и в долине Ред-Рейс Трак («Дорога Краснокожих»). Здесь они известны под названием формации Спирфиш; далее к западу, также в Вайоминге, — формации Чагуотер, а в Восточном Колорадо — формации Лайкенс. Последняя почти не обнажается *на поверхности, за исключением* юго-восточной части Колорадо. В восточных частях Нью-Мехико и Техаса красноцветы объединены в группу Докам и несогласно перекрываются третичными толщами Огаллала.

Некоторые юрские формации, например морские отложения Санданс и континентальные Моррисон, установленные на севере Великих равнин, присутствуют также в разрезе западных частей Южной Дакоты и Небраски, хотя здесь они не обнажаются; их выходы отмечаются в районе Блэк-Хилс. Красноцветы широко развиты на востоке Колорадо и на северо-востоке Нью-Мексико. Юрские континентальные песчаники и песчанистые светлые (до красноцветных) глины встречаются и на некоторых других участках юга Великих равнин.

Мел. Меловые породы накапливались в широком мелководном геосинклинальном (или эпиконтинентальном) морском бассейне, в наиболее широкой своей части распространявшемся на восток далеко в пределы Айовы и Миннесоты, а на запад — до центра Юты (приблизительно на 1200 км). В меридиональном направлении бассейн простирался от Мексиканского залива до Северного Ледовитого океана. Разрез сложен преимущественно глинами и известняками. Базальные пласты здесь представлены известняками с небольшим количеством глин.

Интенсивный ларамийский вулканизм, особенно в позднем мелу, сопровождался выпадением вулканического пепла, многократно и на больших площадях отлагавшегося *в море и формирующего мощные пласты очень чистых бентонитов.* Такие пласты часто встречаются в глинах Пьер, а менее мощные обнаружены среди отложений других формаций. Это великолепные маркирующие горизонты, очень облегчающие корреляцию.

Слои Фокс-Хилс, Ланс и Хелл-Крик общей мощностью 300—450 м и более сложены глинами и песчаниками, преимущественно морскими, хотя среди них уже отмечаются фациальные разности, переходные от морских условий мелового периода к более континентальным третичного. Они хорошо развиты на некоторых участках северо-запада Южной Дакоты, в северо-восточной части Северной Дакоты и в Монтане. Слои Ланс достигают наибольшей мощности во впадине Паудер-Ривер, где они перекрываются нижнетретичными отложениями.

Кайнозойские отложения

Третичные отложения севера. Палеоцен. Почти вся поверхность Великих равнин Канады сложена формациями различных стратиграфических подразделений мела. Они перекрыты палеоценовой толщей Форт-Юнион, широко распространенной в Монтане и Северной Дакоте. Вполне вероятно, что на больших площадях в районе границы США и Канады слои Форт-Юнион были уничтожены эрозией. Каким бы ни был третичный покров этого обширного северного района Великих равнин, он, вероятно, был почти полностью эродирован и, следовательно, *миоценовые отложения могли полностью отсутствовать.* Сомнительно также, чтобы здесь когда-либо были широко развиты эоценовые осадки.

Палеоценовая формация Форт-Юнион распространена на большой площади в Восточной Монтане, на западе Северной Дакоты и в северо-западной части Южной Дакоты. Базальные горизонты ее считаются первыми полностью континентальными третичными осадками, накопившимися практически на той же площади, что и переходные слои Фокс-Хилс, Ланс и Хелл-Крик, которые в свою очередь сменили последние достоверно меловые отложения.

На востоке, близ Бисмарка (Северная Дакота), глинистая пачка Либо формации Форт-Юнион постепенно переходит в глины Лудлоу, а они — в серые морские, мощностью 90 м, глины пачки Кеннонболл. Это последние признаки морской седиментации в разрезе внутренних областей Северной Америки. *Раньше считалось, что пачка* Кеннонболл представляет фациальную разновидность более древней меловой формации Хелл-Крик (в составе слоев Ланс).

В целом формация Форт-Юнион сложена переслаиванием разноцветных (беловатых, желтоватых, до желтокоричневых) плотных глин, песков, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, иногда, особенно в пачке Лудлоу, с пластами лигнитов. Местами встречаются прослои бентонитов. Формация крайне непостоянна в литологическом отношении и не выдержана по мощности (*максимальная мощность 425—460* м).

Эоцен. Толща Форт-Юнион несогласно перекрывается эоценовой формацией Голден-Валли, сложенной слюдистыми песками, алевритами, белыми и желтыми глинами, содержащей прослои угля и имеющей мощность около 30 м. Она, по-видимому, отсутствует в Монтане, однако бронирует множество небольших останцов и некоторые столовые горы на западе Северной Дакоты, а также подстилает олигоценовую толщу Уайт-Ривер в горах Килдир (округ Дани, Северная Дакота).

По-видимому, известная Дэвилс-Тауэр («Башня Дьявола») в Вайоминге была создана в результате эоценовой вулканической деятельности 40,5 млн. лет назад [Bassett W. A., 1961], так как ее классическая столбчатая отдельность (рис. 24) могла быть обусловлена остыванием породы в кратере вулкана. Исходя из этого «Башня Дьявола» *должна представлять собой вулканический некк.* Некоторые геологи, однако, предпочитают видеть в ней эродированный лакколит, тем более что в этом районе имеется ряд лакколитовых куполов.

Олигоцен. Олигоценовые слои Уайт-Ривер в северной части Великих равнин несогласно залегают на породах палеоценовой формации Форт-Юнион или эоценовой Голден-Валли. Отложения группы Уайт-Ривер (им соответствуют формации Чадрон и Брул Небраски и юго-запада Южной Дакоты) в этом районе имеют мощность до 60 м и сложены песками, алевритами, алевритовыми глинами, иногда с пластами крепких узловатых известняков; отмечаются прослои белесых вулканических пеплов. Нижняя часть слоев Голден-Валли (формация Чадрон) преимущественно гравийная и конгломератовая и более сероцветная. Верхняя часть (Брул) имеет более тонкую структуру и цвет розоватый до красноватого.

Чехол плато Сайпрес-Хилс на юго-западе Саскачевана сложен мощной толщей грубых гравелитов и конгломератов, сходных с породами формации Чадрон Северо-Западной Небраски. На основании надежной фаунистической характеристики устанавливается олигоценовый возраст формации Сайпрес-Хилс.

Вполне возможно, что на востоке Монтаны, в западной части Дакоты и на прилегающих участках Саскачеван,

олигоценовая толща Уайт-Ривер была широко распространена к югу и сменялась более обширными и мощными *отложениями центральных районов Великих равнин.* На внешних склонах гор Блэк-Хилс имеется много эрозионных останцов группы Уайт-Ривер. Гравелиты древней поверхности выравнивания горы Мидоу в районе Блэк-Хилс сопоставляются с гравелитами Южной Дакоты и Небраски.

Миоценовые отложения на севере Великих равнин не установлены; возможно, что в миоцене и на протяжении большей части плиоцена, до времени отложения верхнеплиоценовой формации Флексвилл, этот район подвергался эрозии.

Поздний плиоцен (формация Флексвилл). Гравелиты Флексвилл представляют собой эллювиальные отложения террас и материал переотложения широких и сравнительно неглубоких долин плиоценовых рек Миссури, Йеллоустон и Малой Миссури. Если допустить, что гравелиты Ричмонд Северо-Восточной Монтаны коррелируются с верхней пачкой гравелитов Сайпрес-Хилс, то эти крупные реки должны были течь на 150 м или более ниже поверхности толщи Сайпрес-Хилс. Ко времени отложения формации Флексвилл крупные реки текли на 175—200 м выше современного дна долин.

Мощные гравелиты Флексвилл перекрыты известковистыми песчаниками, входящими в состав формации Флексвилл, и литологически почти идентичными породами формации Кимбелл Небраски и Канзаса, также содержащей в основании гравелиты («слои Сидни»). Кроме того, в этих отложениях в изобилии содержатся окаменевшие семена *Celtis* sp. (семейства вязовых), очень часто встречающиеся в формации Кимбелл.

После отложения формации Флексвилл ее осадки были расчленены эрозией на множество мелких и крупных плато, которые бронируются наиболее устойчивыми к выветриванию слоями.

Вероятнее всего, непосредственной связи между бассейнами накопления формаций Флексвилл и Кимбелл никогда не существовало, а имелось лишь соответствие времени, климата и обстановки седиментации.

Третичные отложения центра и юга Великих равнин. К западу от Великих равнин наиболее древние третичные отложения ограничены преимущественно лишь межгорными впадинами Скалистых гор. В бассейне, приуроченном к подножию Скалистых гор, восточнее Денвера, на площади около 10 000 км² отложения Ланс перекрываются эоценовыми слоями. Еще один район развития эоцена — Станиш-Пикс — расположен южнее и переходит на территорию Нью-Мексико.

Группа Уайт-Ривер. *Это наиболее широко* распространенные третичные отложения в центральной части Великих равнин, занимающие значительные площади в Северо-Восточном Колорадо, 30% территории Небраски, а также обнаруженные в Юго-Восточном Вайоминге, на юго-западе Южной Дакоты и прослеженные на внешних склонах гор Блэк-Хилс. На северо-западе Южной Дакоты, в западной части Северной Дакоты и на востоке Монтаны, как уже упоминалось, имеются многочисленные останцы толщи Уайт-Ривер. Первоначальное распространение пород этой группы в центре и на северо-западе Великих равнин, по-видимому, почти вдвое превышало площади их современного развития.

*Отложения Уайт-Ривер несогласно залегают на гли*нах Пьер или на более древних толщах. На своде Чадрон в северо-западной части Небраски формация Чадрон, входящая в группу Уайт-Ривер, залегает на юрских породах формации Моррисон и нескольких нижнемеловых толщах. Далее на юго-запад, в пределах Небраски, они подстилаются так называемыми переходными слоями — глинистыми сланцами Пьер, а также отложениями Фокс-Хилс и Ланс.

Нижняя часть группы Уайт-Ривер — формация Чадрон — *обнажается в останце Шугар-Лоф* («Сахарная голова»), образующем примечательные формы рельефа и расположенном северо-восточнее Орелла (Небраска). Здесь базальный пласт мощностью 1—4 м представлен гравелитами и конгломератами Чадрон. Выше располагается 40-метровая толща сероватых и зеленоватых алевритистых глин с песчаными и известковистыми пластами, образующими останцы, возвышающиеся на равнинной поверхности в виде крупных беловатых монолитных столбов.

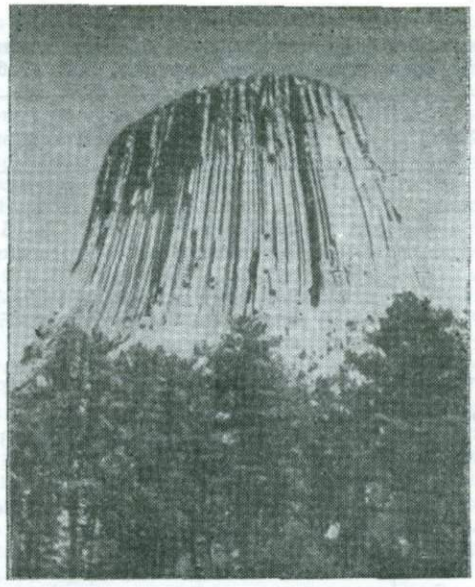


Рис. 24. Дэвилс-Тауэр («Башня Дьявола»), или Тато-Тепи, — эродированный плутон, расположенный в северной части Великих равнин (Северо-Восточный Вайоминг); относительная высота 250 м. Сложен тингуаитами и фонолит-порфирами. Национальный заповедник США с 1906 г. (фото А. Лагна).

В Тодстул-Парк («Парке Поганок»), в 5 км к югу от Орелла, имеются прекрасные обнажения глин Брул мощностью до 161 м — наиболее типичные из известных выходов на поверхность этой толщи. Она сложена здесь массивными алевритистыми глинами, пластами узловатых и глыбовых песчаников и содержит несколько прослоев белесых вулканических пеплов. В основании нижней зоны пачки Орелла залегают знаменитые песчаники Тодстул мощностью 2,5—7 м, содержащие древние «русла Метаминодон», сложенные косослоистыми песчаниками с окаменелостями. Полагают, что часть разреза глин Брул имеет эоловое происхождение.

Тодстул-Парк расположен в районе Малого бедленда Небраски, к северу от г. Кроуфорд. Большой бедленд (Южная Дакота) находится в 65—125 км к югу от Рапид-Сити; здесь отложения Уайт-Ривер имеют большую мощность и довольно причудливо расчленены. Формация Чадрон обычно образует округлые, с гладкими внешними поверхностями, выпуклые формы рельефа. Бедленды, развитые в глинах Брул, создают высокие узкие гряды и острые башенки с вогнутыми внешними поверхностями. Серая и серовато-зеленая окраска слоев Чадрон и разнообразная — от розовой до красноватой — глин Брул создают удивительные цветовые контрасты, значительно усиливающиеся после дождя.

В слоях Уайт-Ривер имеются окаменелые остатки костей разнообразных вымерших млекопитающих. Более столетия бедленды остаются сущим кладом для палеонтологов.

Группы Арикари и Хемингфорд (миоцен) (табл. 4). Распространение пород группы Арикари ограничено Западной Небраской и небольшими участ-

ТАБЛИЦА 4

Третичные формации Небраски, Южной Дакоты, Техаса и Нью-Мексико [Lagn P., 1939, 1956]

Возраст	Группы и формации (мощность, м)
Плиоцен	Группа Огаллала, 90—150 Формация Кимбелл *, 7—15 Формация Сидни * (*гравелитовая*), 7—15 Формация Аш-Холлоу, 30—75 Формация Валентайн, 54—70 *Несогласие*
Миоцен	Группа Хемингфорд, 75—120 Формация Шип-Крик, 7—60 *Несогласие* Формация Марсленд (б. Верхний *Харрисон*), 24—60 *Несогласие* Группа Арикари, 150—260 Формация Харрисон, 60—85 Локальное несогласие Формация Монро-Крик, 85—110 Формация Геринг, 24—60 *Несогласие*
Олигоцен	Группа Уайт-Ривер, 150—210 Формация глин Брул, 150—180 Формация Чадрон, 15—57 *Несогласие*
	Преимущественно меловые глинистые формации: Пьер, Найобрэра и т. д.

* Русловые отложения Снейк-Крик, 0—23 м.

ками в соседних Южной Дакоте, Вайоминге, а также на севере Колорадо. Они залегают преимущественно на олигоценовых слоях Уайт-Ривер. Лучше всего из этой группы обнажены породы формаций Геринг, Монро-Крик и Харрисон. Их выходы прослежены на крутых склонах многих каньонов в районе Пайнридж, округ Найобрэра (Вайоминг); в пределах округов Сиу, Дауэс и Шеридан (Небраска); в округе Шеннон (Южная Дакота); в долине р. Северный Платт — на территории округов Гошен и Вайоминг. Особенно крупные обнажения обнаружены в округах Скотт-Блафф, Морилл и Баннер (Небраска). Наиболее эффективные выходы этих пород наблюдаются в останцах Скотт-Блафф и юго-восточнее, в хр. Уайлдкэт-Ридж.

Знаменитые карьеры Спрингс, где в слоях формации Харрисон в течение 80 лет находили разнообразные остатки позвоночных, расположены в центре округа Сиу, в 37 км к югу от *Харрисона (Небраска)*. Здесь встречен интересный экземпляр *Daemonelix* («чертов штопор») — окаменевший след ползания пресмыкающегося (рис. 25).

Отложения группы Хемингфорд (формации Марсленд и Шип-Крик) развиты на более ограниченной площади в округах Сиукс, Доуэс, Бокс-Бьютт и Шеридан (*Небраска*).

Плиоцен (группа Огаллала). Эти отложения занимают довольно большую площадь в Южной Дакоте и Небраске, а также слагают $^1/_3$ поверхности Канзаса, значительные территории востока Колорадо, Панхендла Оклахомы и бо́льшую часть Льяно-Эстакадо Техаса и Нью-Мексико. В Южной Дакоте и Небраске они залегают на отложениях Уайт-Ривер, Арикари, Пьер и Найобрэра; в Канзасе, Колорадо, Оклахоме, Техасе и Нью-Мексико — на глинах Пьер и меловых породах. Район распространения отложения Огаллала почти совпадает с первоначальной площадью плиоценовой области развития «Высоких равнин» провинции Великих равнин, за исключением значительных территорий к востоку от скалистых гор, на которых бо́льшая часть третичного покрова была уничтожена эрозией.

Группа Огаллала (мощностью до 175 м) — это типичные речные отложения: пески и русловые гравелиты с прослоями и линзами пойменных алевритов и глин. Почти весь разрез представляет собой чередование слоев рыхлых и консолидированных осадков. Последние большей частью сцементированы известковым материалом и содержат обызвествленные остатки растений и корневища (ризоконкреции); в некоторых слоях встречаются семена травянистых и других растений, имеющих важное стратиграфическое значение. Эти флористические остатки используются как руководящие для выделения локальных зон. Во многих местах и почти на всех уровнях обнаружены ископаемые позвоночные. Пласты, изобилующие захороненными костями, скорее всего, образовались в тех случаях, когда животных засасывали сыпучие пески.

Имеются некоторые указания на то, что толщи Огаллала распространялись дальше на север, возможно, через Северо-Западную Небраску и восточную часть Вайоминга, к западному склону гор Блэк-Хилс. Литологические особенности и стратиграфический объем группы Огаллала выдерживаются и на юге, в Техасе и Нью-Мексико.

Плейстоцен. Великие равнины Канады были покрыты материковыми ледниками, временами сливавшимися перед фронтом Скалистых гор с ледниками Кордильер. Континентальное оледенение распространялось в северную часть Монтаны вдоль Скалистых гор и заходило на юг до 200 км от канадской границы и на восток в Северную Дакоту. В Дакоте Великие равнины также подверглись частичному оледенению. Собственно само оледенение в незначительной степени воздействовало на область Великих равнин США, однако на этой территории сильно развиты перигляциальные явления.

Высокая равнина Огаллала в позднем плиоцене, по всей вероятности, в первозданном виде протягивалась на запад до Скалистых гор, где ее отложения переходят в от-

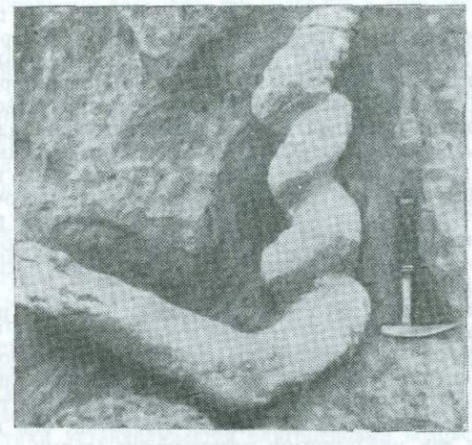


Рис. 25. *Daemonlix* **(«чертов штопор») — ход ползания пресмыкающегося в миоценовой формации Харрисон вблизи Харрисона (Небраска) (фото Л. Райдера).**

ложения горных долин. К востоку от гор, в восточной части Колорадо и в Нью-Мексико, интенсивная водная и ветровая эрозия удалила бóльшую часть третичного покрова. С запада на восток Великие равнины были прорезаны выработанными широкими долинами крупных сквозных рек. В центре и на юге Великих равнин это были реки Южный Платт, Арканзас, Северный Канейдиан и Канейдиан. Регрессивная эрозия и развитие системы р. Пекос не только срезали третичный покров, но и существенно обнажили нижележащие меловые и триасовые породы, вплоть до отложений перми. Этот размыв третичного покрова, особенно обширных площадей плиоценовых толщ Огаллала на западе Великих равнин, в области развития Высоких равнин начался на самом раннем этапе доледникового плейстоцена.

Плейстоценовые гравелиты и пески — отложения долин — особенно широко развиты в Небраске и Канзасе. В южной части Небраски имеются три крупные широкие долины, заполненные песками и гравием во время небрасского оледенения (гравий Дэвид-Сити и формация Холдредж). Они перекрыты занимающими обширную площадь песчаными алевритами и глинами формации Фуллертон, *являющимися осадками афтонского межледниковья. Во* время второго, канзасского, оледенения формация Фуллертон оказалась перекрыта обширными песчано-гравийными отложениями.

В последние годы изучение плейстоценовых вулканических пеплов привело к уточнению их возраста (особенно пирлетского пеплового слоя) и источника их происхождения (Izett G. A., с. a., 1972].

Позднеканзасское или раннеярмутское время на большей части площади центра Великих равнин представлено протяженными слоями вулканического пепла Пирлет. Слой О (возраст около 0,6 млн. лет) обычно ассоциирует с несколькими пластами речных алевритов и глин формации Саппа, сходными с нижнефуллертонскими отложениями. Внешне сходный, но занимающий иное стратиграфическое положение пирлетский слой S (приблизительно 1,2 млн. лет) особенно широко распространен в Канзасе и Небраске и на некоторых прилегающих территориях. Было высказано предположение, что оба пирлетских пепловых слоя О и S, а также и более ранний плейстоценовый слой В (2,0 млн. лет) связаны с вулканическими извержениями в районе Йеллоустонского парка (Izett G. A. e. a., 1972].

Представляется вероятным, что столь разновозрастные слои вулканического пепла указывают по крайней мере на два специфических периода развития плиоцена. Вряд ли можно усомниться, что слой О с возрастом 0,6 млн. лет — это единственный действительно пирлетский пепел. Предыдущий, на 0,5 млн. лет более древний слой S (колриджский пепловый пласт Небраски), датируемый возрастом около 1,2 млн. лет, оказался вообще не пирлетским, а верхненебрасским или афтонским. Тип В может быть еще более древним небрасским слоем, пока еще не обнаруженным в Небраске. Такое предположение вносит существенные изменения в датировку: длительность канзасско-яр*мутской эпохи оказывается равной 600 000—800 000 лет.*

Западнее, в долине р. Северный Платт (Небраска), имеются почти идентичные речные отложения высоких террас. Канзасские отложения перекрыты более молодыми лёссами. Датировка этих слоев коррелируется фауной плейстоценовых позвоночных. Разрез низких террас, всего лишь с одним маломощным пластом песка и гравия (1—10 м), отвечает более поздним наступлениям и отступлениям ледника. Разрезы террас могут повторяться в бо*льшинстве* сквозных рек Великих равнин от Небраски и Вайоминга до Техаса и Нью-Мексико.

Полагают, что ряд террасовых разрезов — формация высоких террас Бланко в Панхандле Техаса, слои Рексрод на юго-западе Канзаса, нижняя пачка T^5 («террасовых холмов») формации Бродуотер Западной Небраски, а также отложения Холдредж и Дэвид-Сити Центральной Небраски хорошо сопоставляются друг с другом и имеют общий небрасский возраст. Если считать, что образование широких «зрелых» доледниковых долин шириной в несколько километров и глубиной 60—120 м (от первоначального уровня поверхности Великих равнин) потребовало достаточно длительного геологического времени, то североамериканские плейстоценовые породы могут быть сопоставлены с калабрийскими и виллафранкскими отложениями Южной Европы.

Верхнеплиоценовые породы и лёсс. В плейстоцене произошло дальнейшее поднятие Скалистых гор, достигшее максимума в Колорадо и Вайоминге в иллинойское время. Как следствие этого в центре Великих равнин, преимущественно на востоке Вайоминга и Колорадо, в Небраске и Канзасе, в ледниковые этапы установился очень сухой климат с длительными, многократно повторявшимися засушливыми периодами, особенно значительными в средне-поздневисконсинское время. Наиболее существенные образования этого периода представлены обширными и мощными скоплениями лёсса иллинойского и висконсинского возраста в Небраске и Канзасе.

В районе Лёссовых холмов (к юго-востоку от Песчаных холмов и к северу от долины р. Платт-Луп в Центральной Небраске), а также в западной части обширной Лёссовой равнины, между реками Платт и Репабликан на юге Центральной Небраски, развиты самые мощные в Северной Америке отложения лёсса (от 30 до 60—75 м). Полоса лёссов протягивается в северо-западную часть Канзаса, где мощность их достигает также 30 м. Зона наибольшей мощности лёссовых отложений прослеживается на расстояние 500 км от Северо-Восточной Небраски в Западный Канзас при ширине от 40 до 120 км. В юго-восточном направлении мощность лёссов уменьшается, а структура их становится тоньше, что предполагает наличие области питания на северо-западе.

Установлено, что источник сноса лёссового материала располагался на севере Центральной Небраски, в районе Песчаных холмов, занимающем площадь 50 000 км². Эти материковые песчаные дюны залегают на отложениях Огаллала. Участки развития песчаных дюн имеются также в Небраске, к югу от р. Платт, особенно в округе Линкольн и в прилегающих районах Северо-Восточного Колорадо; все они расположены к северо-западу от зоны максимальных мощностей лёсса.

Упомянутые выше отложения Песчаных холмов развиты почти целиком на средне- и нижнеогаллалских толщах (главным образом формации Эш-Холлоу и Валентайн). Они были эродированы и расчленены реками еще до начала главного этапа эоловой деятельности. Образовались раннеплейстоценовые реки, долины которых частично заполнились аллювиальными ранне- и среднеплейстоценовыми осадками, в основном до наступления лавлендского (позднеиллинойского) времени. Вполне вероятно, что в районе Песчаных холмов эрозия уничтожила около половины мощности третичных отложений группы Огаллала.

Значительная примесь очень тонкого песчаного и алев*ритового материала в лёссах Небраски и западной* части Канзаса объясняется, по-видимому, преобладанием песков и алевритов в породах группы Огаллала района Песчаных холмов, которые в то время подвергались водной и ветровой эрозии. Алевритовые и глинистые частицы выдувались ветром, а песчаные и более грубые оставались на месте и способствовали накоплению песчаных дюн. Вынесенные тонкие частицы формировали лёссовые отложения с подветренной стороны от зоны выноса Песчаных холмов. *В* промежутках между периодами эолового развевания значительную роль в эволюции Песчаных холмов, в том числе в удалении из этого района лёссового и песчаного материала, должны были сыграть эрозия и переработка как дюнных образований, так и отложений Огаллала in situ под воздействием дождевых и речных вод.

Согласно полевым наблюдениям песчанистый характер лёссов центральной части Великих равнин непосредственно связан с литологическим составом отложений группы Огаллала, служившей в данном случае «поставщиком» огромных масс лёссового материала и, кроме того, источником образования чистых дюнных песков.

Имеются также доказательства того, что плейстоценовая эрозия на значительной площади запада Великих равнин обусловила возникновение значительных масс алевритов и глин для формирования лёссовых отложений Среднезападного региона, вплоть до долины р. Миссисипи. Таким образом, бо́льшая часть образований лёсса имела вполне определенный «региональный» или «пустынный» источник [Lugn A. L., 1968].

Полезные ископаемые

Сейчас уже может показаться лишь курьезом, что почти в течение столетия регион Великих равнин США так мало знали и столь низко оценивали, что даже присвоили ему название «Великой Американской пустыни». Поэтому нет ничего удивительного в том, что о необычайном плодородии и богатстве недр этой провинции даже не подозревали.

Главные подземные богатства Великих равнин составляют природный газ и нефть, заключенные в отложениях палеозоя и мезозоя. Эти толщи накопились за период около 400 млн. лет в различных интракратонных бассейнах, например Уиллистонском, Денверском и Западно-Техасском (рис. 26, 27).

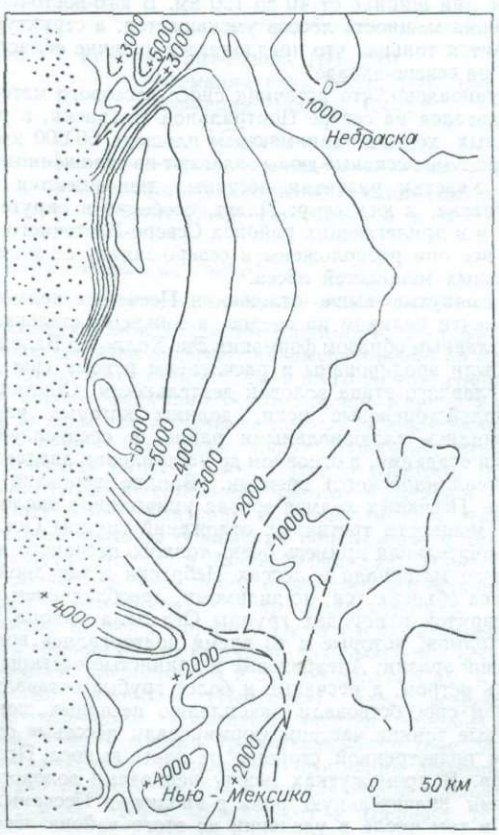


Рис. 26. Структурная карта бассейнов Денвер (в центре) и Ратон (в нижней части карты) [Volk P. W., A. A. P. G. Mem 15, 1971]. Составлена по поверхности допенсильванских отложений. Крапом показан район Передового хребта Скалистых гор.

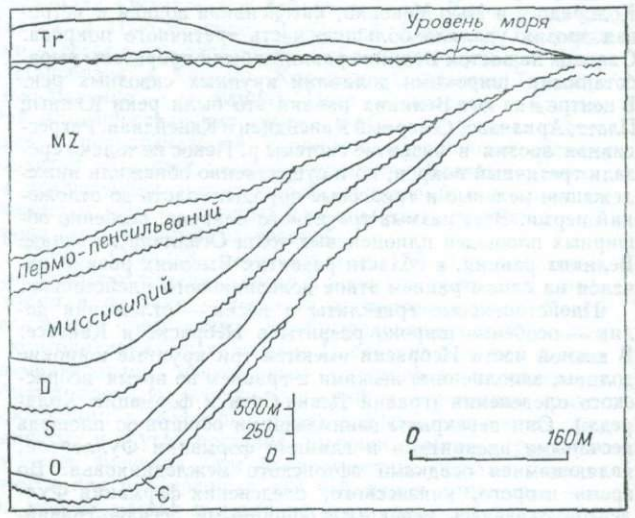


Рис. 27. Схематический профиль через Северную Дакоту [Ashmore H. T., A. A. P. G. Mem. 15, 1971].

Показаны часть бассейна Уиллистон и выклинивание его отложений в северо-восточном направлении, к Канадскому щиту.

В кембрийских отложениях на севере Великих равнин обнаружены незначительные нефтепроявления и, по-видимому, отсутствуют нефтематеринские отложения. Здесь, впрочем, имеются горизонты с хорошими коллекторскими свойствами, которые в определенных структурных условиях могут служить вместилищем нефти. В отличие от кембрийских пород ордовикские отложения содержат как надежные нефтегазопродуцирующие толщи, так и коллекторы (песчаники, карбонаты). Силурийские отложения менее перспективны.

В северной части Великих равнин прослежены знаменитые девонские рифовые формации Западной Канады. Они оказались весьма богатыми нефтью, особенно в бассейне Уиллистон. Перспективные на нефть и газ рифовые отложения встречаются также в миссисипии; пермские и пенсильванские породы на севере Великих равнин дали менее обнадеживающие прогнозы.

В фациальном отношении палеозойские породы центра и юга провинции сходны с развитыми в ее северных районах, но в отличие от последних нефть и газ здесь добывают из пород всех систем палеозоя. Особенно продуктивна широтная зона смятия, перекрывающая погребенные «горы Амарилло» в Юго-Западном Канзасе, Западной Оклахоме и Северо-Западном Техасе. В свое время в этом районе были открыты очень большие газовые месторождения, эксплуатирующиеся до сих пор. Кроме нефти, газа и конденсата, доставляемых по трубопроводам в центральные и восточные районы США, здесь получают газовую сажу и бо́льшую часть гелия, добываемого в стране (для этого используют сравнительно небольшое число скважин). Геологическое своеобразие района определяется его строением, связанным с наличием древнего горного хр. Амарилло, погребенного под мощным покровом пермских, триасовых, меловых и третичных отложений.

Южнее располагается пермский бассейн Западного Техаса, в котором преимущественно из пермских залежей были получены большие объемы нефти и газа (добыча в небольшом количестве осуществляется также из более древних палеозойских отложений).

Кроме нефти и газа в пермских отложениях имеются многочисленные залежи гипса, ангидрита и соли, разрабатываемые на обширной площади — от Канзаса до Техаса.

Мезозойские отложения (преимущественно континентальные породы триаса и юры) в целом неблагоприятны для генерации и аккумуляции углеводородов. Однако меловые образования представлены преимущественно морскими фациями; их базальные песчаные горизонты (например, песчаники Дакота) часто срезают нефтенасыщенные палеозойские толщи, из которых углеводороды поступают в меловые коллекторские пласты. Эти залежи имеют особенно большое значение в пределах бассейна Денвер с площадью 150 000 км², расположенного на территории Северо-Восточного Колорадо, Юго-Западной Небраски и Юго-Восточного Вайоминга.

В Монтане имеются залежи юрских и меловых углей; на севере провинции угли встречены и в третичных отложениях. Еще один вид важного промышленного сырья в мезозое — это бентониты (измененные вулканические пеплы), залегающие в виде очень выдержанных, хотя и маломощных пластов, особенно в верхнемеловой свите Пьер.

Кайнозойский разрез преимущественно континентальный и лишен существенных сырьевых ресурсов, за одним очень важным исключением — это подземные воды. Ранее отмечалось, что открытие артезианских бассейнов и больших запасов вод в погребенных гравелитах речных долин дало гигантский скачок в развитии всей экономики Великих равнин. В качестве стройматериалов добываются четвертичные песок и гравий; глины и лёсс используются при производстве кирпича и кафеля. На лёссах расположена бо́льшая часть ценных сельскохозяйственных земель (28 млн. га в центральной части провинции и на территории прилегающих штатов, в районе верхнего течения р. Миссисипи).

В тех местах, где это необходимо (обычно около крупных городов), имеются достаточные запасы сырья для производства портландцемента (известняк, глина, кварцевый песок или песчаник). *Э. Л. Лаген*

ПРИМЕКСИКАНСКАЯ РАВНИНА *

Благодаря своей высокой перспективности на нефть и газ рассматриваемой провинции было уделено значительно больше внимания при проведении геологических исследований, чем любому другому району Западного полушария. Эти усилия были вознаграждены открытием залежей нефти с промышленными запасами приблизительно 60 млрд. баррелей (около 8 млрд. т.).

Одновременно мы стали располагать богатым и разносторонним материалом о закономерностях размещения и условиях формирования месторождений нефти и газа в изученном регионе. Провинция представляет также значительный интерес в геологическом отношении как область развития молодой (мелового и третичного возраста) геосинклинали с мощностью осадочных пород в наиболее погруженной части свыше 15 000 м.

Специальную проблему представляет изучение современного осадконакопления вдоль побережья Мексиканского залива. По имеющимся данным, р. Миссисипи ежегодно выносит к своему устью около 730 млн. т растворенного и взвешенного материала. Эта и другие особенности строения провинции Галф-Кост делают ее классическим объектом для изучения стратиграфии и условий седиментации голоценовых отложений и дают нам ключ для опознания и исследования аналогичных дельтовых систем в более древних породах.

Провинция Примексиканской равнины включает полностью или частично 11 штатов США, 14 штатов Мексики, часть территорий Белиза и Гватемалы и, наконец, обширную (около 0,5 млн. км²) площадь континентального шельфа. Общая площадь провинции — почти 1,5 млн. км² при ширине равнины от 100 км у г. Веракрус (Мексика) до 1000 км в районе дельты Миссисипи.

В северной части провинции, со стороны континента, структуры, развитые в ее пределах, образуют неровную границу с центральным кратоном США. Ее палеозойские и более древние орогенические пояса ограничиваются на западе и на юге вулканическими горными постройками и складчатыми поясами, сложенными образованиями от докембрийского до третичного возраста. Морская граница провинции условно проводится по внешнему краю континентального шельфа, за которым располагается глубоководная зона Мексиканского залива с глубинами в районе впадины Сигсби, составляющими приблизительно 4000 м.

Геоморфологическое районирование

Районы, окаймляющие Мексиканский залив, образуют единую геоморфологическую провинцию, включающую Примексиканскую равнину и континентальный шельф. Поднятие Окала, расположенное на площади Центральной Джорджии и Флориды, отделяет эту провинцию от геоморфологически подобной Приатлантической равнины на северо-востоке.

Примексиканская равнина — наземная часть провинции Галф-Кост — протягивается в виде огромной дуги от п-ова Флорида до п-ова Юкатан. В ней выделяются три характерных морфологических элемента: 1) дельтовая и прибрежная равнины, прилегающие к береговой линии; 2) полоса плейстоценовых аккумулятивных террас, параллельная берегу; 3) внутренняя зона линейного рельефа, образовавшегося при селективной эрозии третичных отложений. Кроме того, имеется пять крупных заливов и эстуариев (рис. 28): Миссисипский, Восточно-Техасский, Рио-Гранде, Тампико и Теуантепек.

В целом Примексиканская равнина имеет малоконтрастный рельеф, развившийся на осадочных породах, падающих под углом 1—3° в сторону залива. Однако два участка на территории Мексики характеризуются горным ландшафтом — возвышенности Коауила и Чьяпас. В отличие от других частей Примексиканской равнины здесь молодые отложения смяты в складки. Если не считать этих участков, то региональный уклон равнины в сторону залива равен 1 : 10 000. Ширина Примексиканской равнины в пределах США составляет 250—500 км; в Мексике она сужается к югу.

Континентальный шельф. Шельфовая область образует подводное продолжение Примексиканской равнины, отличающееся от нее несколько бо́льшим региональным уклоном, отсутствием речной сети и почвенного слоя. Наибольшая ширина шельфа (300 км) отмечается вдоль берегов Флориды и Юкатана, наименьшая (35 км) — приходится на западное побережье Мексиканского залива (см. рис. 30). Средний уклон шельфа составляет 1 : 400, он относительно более пологий до глубины 90 м, после чего (до глубины 125 м) становится несколько круче. От этого уровня, соответствующего приблизительно внешнему краю шельфа, уклон континентального склона возрастает по направлению к глубоководной области главного бассейна Мексиканского залива до 1 : 8. Край шельфа ограничен конседиментационными сбросами.

Поверхность шельфа, в целом плоская, имеет более 200 локальных поднятий рельефа; почти все они интерпретируются как диапировые соляные структуры. Их особенно много вдоль внешнего края мексиканской части

* В нашей литературе принято как приведенное выше наименование, так и название «Прибрежная равнина Мексиканского залива» (см. также первый раздел настоящей статьи). Кроме того, часто встречается термин «Галф-Кост», непосредственно перенесенный из американских источников (от английского Gulf-Coast of Mexico, где прилагательное «мексиканский» обычно опускается). — *Прим. пер.*

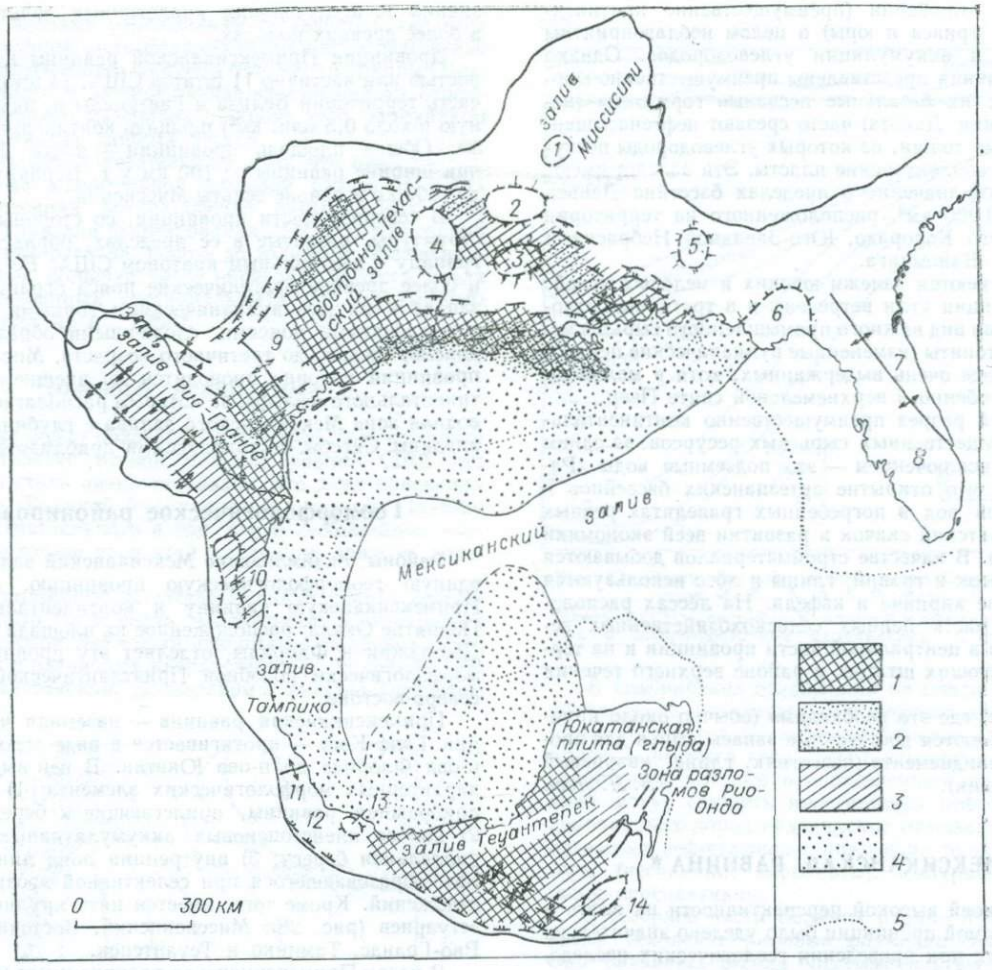


Рис. 28. Области развития эвапоритов в пределах Примексиканской равнины (на территории США и Мексики), по данным Дж. Мэррея [Murray G. E., 1961] и другим источникам.

1 — преимущественно галиты; *2* — соляные купола; *3* — преимущественно гипсо-ангидритовые эвапориты; *4* — эвапориты разного состава; *5* — приблизительная граница континентального шельфа.

Локальные структуры (цифры на карте): впадины: *1* — Деша, *8* — Южно-Флоридская, *12* — Веракрус; поднятия: *2* — Монро, *3* — Ла-Салл, *4* — Сабина, *5* — Джексон, *6* — Юго-Западная Джорджия, *7* — Окала, *11* — Халапа, *13* — Татла, *14* — Кокском; своды: *9* — Сен-Маркос, *10* — Тамаулипас.

шельфа. Превышения куполов над поверхностью дна в среднем составляют более 30 м, а в некоторых случаях — более 200 м [Ewing M., Antoine J., 1966].

Накопление осадков, приносимых реками, крупнейшая из которых Миссисипи, приводит к перемещению внешнего края шельфа в глубь Мексиканского залива.

Структурная характеристика

Бассейн Мексиканского залива. Мезозойско-голоценовые отложения Примексиканской равнины образуют глубокий осадочный бассейн. Депоцентры расположены в северной и южной его частях, где мощность осадочных толщ превышает 15 000 м (рис. 29). По-видимому, начало образования впадины связано с позднепалеозойскими деформациями окаймляющих складчатых систем Аппалачей, Уошито и Восточной Мексики.

Начало седиментации можно уверенно отнести к среднеюрской эпохе. Осадки, слагающие основание разреза *впадины, залегают на нормальной океанической коре* (6,6 км/с), а местами непосредственно на верхней мантии (8,3 км/с). Поднятие Сигсби и одноименный уступ практически не отражаются в магнитном поле; в этом поле отмечается переход от океанической к континентальной коре [Menard H. W., 1967]. Отчасти это связано с большой мощностью осадочного выполнения. Общепринятая точка зрения состоит в том, что Мексиканский залив, по-видимому, представляет собой часть обширной океанической впадины, оказавшейся эффективной зоной накопления осадочного материала [Menard H. W., 1967]. Был предложен ряд моделей образования впадины с позиций тектоники плит и «океанизации».

Миогеосинклинальное накопление осадков привело к продвижению в мезозое и кайнозое прибрежной равнины в сторону Мексиканского залива. По мере продолжения седиментации континентальный край под давлением осадков прогибался, в результате чего возникло существующее ныне падение пластов по направлению к заливу. Основные массы осадков, как правило, накапливались в дельтах крупных рек. Например, реки прибрежной рав-

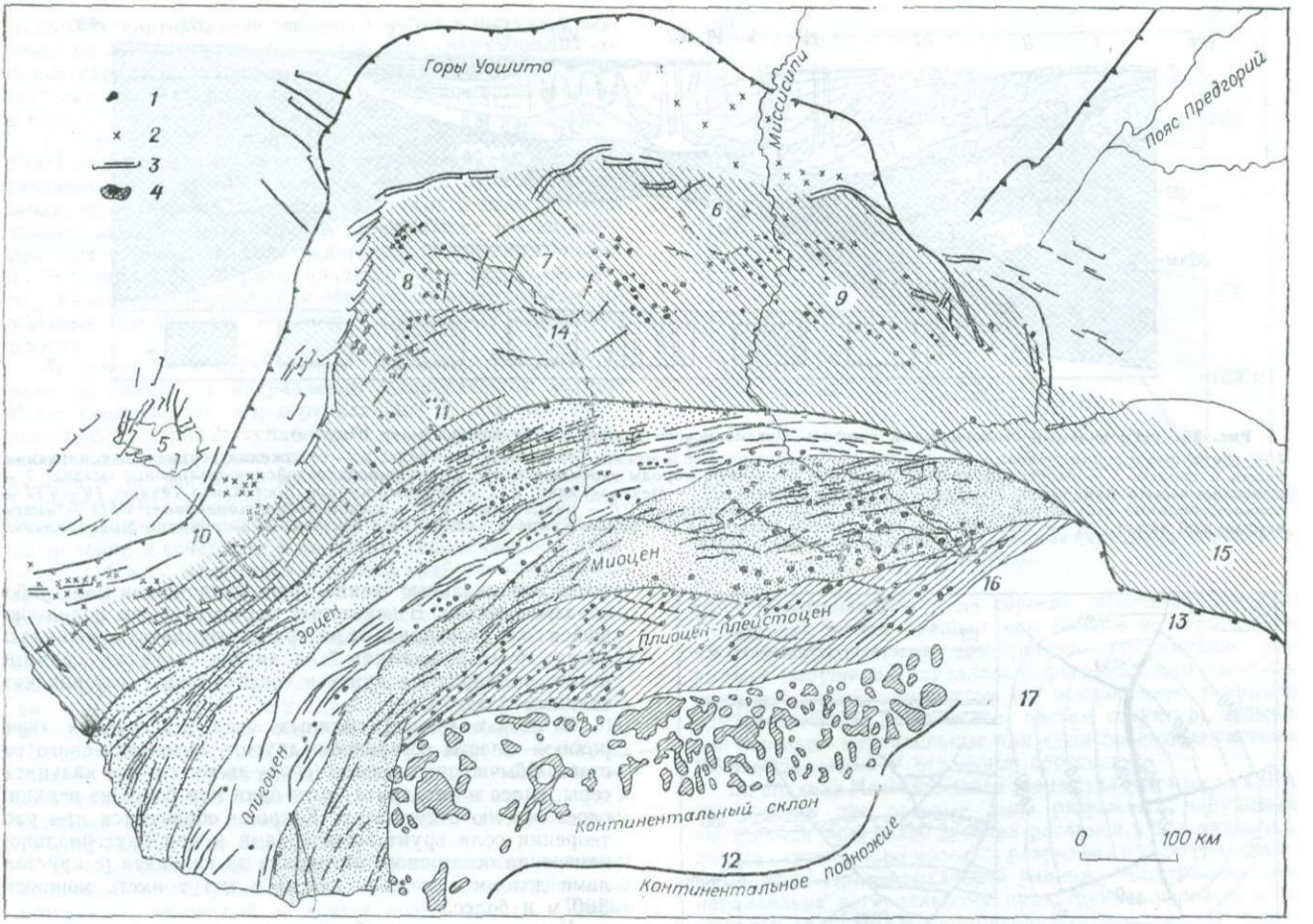


Рис. 29. Структурная карта геосинклинали Галф-Кост [Lehner P., 1969, fig. 3.]

1 — соляные купола; *2* — интрузивные тела (некки), *3* — разломы; *4* — соляные структуры, приуроченные к континентальному склону; *5—7* — поднятия (цифры на карте): *5* — Льяно, *6* — Монро, *7* — Сабин; *8—9* — бассейны: *8* — Восточно-Техасский, *9* — Джексон; *10—11* — своды: *10* — Сан-Маркос; *11* — Грайнс-Анджелика; *12—13* — уступы: *12* — Сигсби; *13* — Флоридский; *14—16* — шельф: *14* — мелового моря, *15* — флоридский, *16* — внешний край; *17* — конус выноса Сигсби. Жирная линия с треугольниками — структурный фронт гор Уошито и Аппалачей, жирная линия с квадратиками — уступ.

нины Техаса и Луизианы периодически формировали дельты, сохраняя при этом, по крайней мере с раннего эоцена, основное положение своих русел.

Центры седиментации в ходе геологического времени постепенно смещались от одной реки к другой, в зависимости от относительного расположения источника сноса. В целом эти центры переместились в течение мезозоя — кайнозоя от восточных к западным областям Мексиканского залива. Осадконакопление способствовало увеличению контрастности существующих выступов и понижений подстилающего верхнепалеозойского складчатого основания, что привело к формированию на этом участке континентальной окраины обширных структурных сводов и впадин.

Положительные региональные структурные элементы геосинклинали Мексиканского залива подразделяют на изометрические «поднятия» и удлиненные «своды» * (рис. 29 и 30). Общепризнано, что только одно из поднятий — купол Джексон — сбразовано (по крайней мере частично) внедрением магмы, хотя М. Борнхаузер (Bornhauser M., 1958] связывает с интрузивной деятельностью также поднятия Ла-Салл, Монро и Сабин. Присутствие удлиненных сводов объясняется, по-видимому, унаследованными движениями предшествующего цикла (например, свод Сан-Маркос располагается вдоль поперечной по отношению к простиранию провинции оси складчатого пояса Уошито).

Соляные структуры. В наземной части провинции имеется более 300 соляных структур («галокинетических» структур, диапиров), приуроченных к зонам отложений очень больших мощностей или в некоторых случаях к зонам (рис. 29) разрывов и флексур [Murray G. E., 1966]. В шельфовой зоне провинции повсеместно развиты соляные хребты и штоки. Они протягиваются от Таллахасси во Флориде на запад к Юкатану до изобаты 3000 м. На основании уменьшения сейсмических скоростей был сделан вывод, что от устья р. Рио-Гранде до Юкатана эвапориты представлены не галитом, а преимущественно ангидритом. Впоследствии это предположение подтвердилось данными бурения (рис. 29).

Соляные структуры имеют самое разнообразное строение в зависимости от мощности материнского соляного пласта, глубины его залегания и взаимоотношений соли

* В нашей литературе удлиненные положительные структуры называются валами, в то время как изометрические соответствуют сводам. — *Прим. пер.*

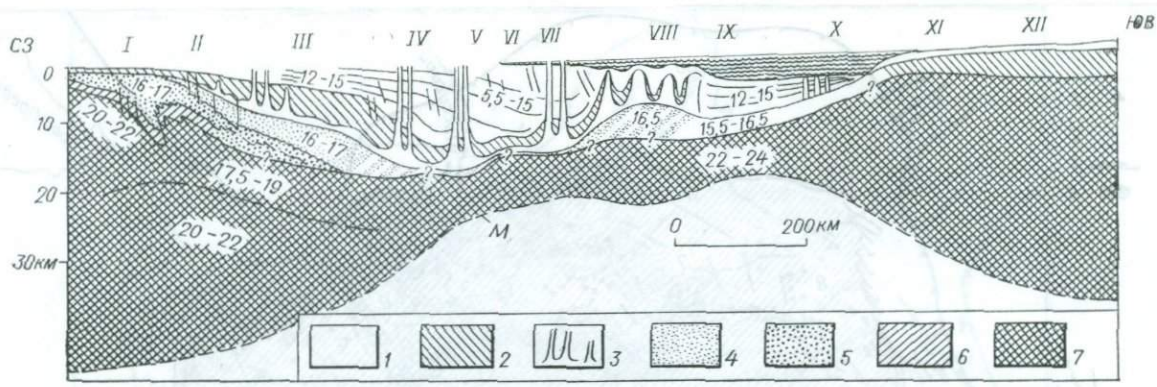


Рис. 30. Региональный геологический профиль Мексиканского залива (от Техаса до п-ова Юкатан).

1 — третичные и верхнемеловые отложения; *2* — нижнемеловые и юрские отложения; *3* — соли; *4* — отложения верхнего пенсильвания, перми и триаса; *5* — передовой прогиб Уошито и осадочные породы геосинклинали; *6* — нижнепалеозойские шельфовые осадки; *7* — кристаллический фундамент. *I* — горная система Уошито; *II* — Мексиа-Талко; *III* — соляные купола Восточного Техаса; *IV—VII* — солянокупольные структуры: *IV* — эоценовые, *V* — олигоценовые, *VI* — миоценовые, *VII* — плиоцен-плейстоценовые; *VIII* — континентальный склон, *IX* — уступ Сигсби, *X* — холмы Сигсби, *XI* — банка Кампече, *XII* — п-ов Юкатан; *M* — граница Мохоровичича.

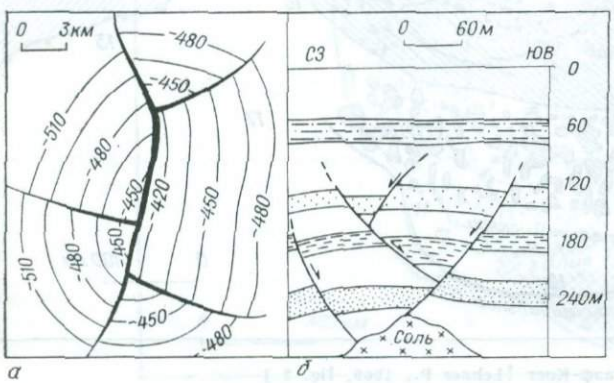


Рис. 31. Строение типичного соляного купола в плане (*а*) и в разрезе (*б*).

Стратоизогипсы проведены по поверхности слоя, расположенного приблизительно на 1000 м гипсометрически выше купола.

с вмещающими осадочными породами. Под влиянием этих факторов в направлении от бортов к центру бассейна образовался ряд закономерно сменяющихся структурных форм: от широких соляных подушек небольшой высоты через гряды с более выраженным рельефом, далее через гряды с выступающими над их поверхностью штоками к высоким соляным штокам, а затем к оторвавшимся диапирам * [Murray G. E., 1966]. По-видимому, эта схема выдерживается как для любого профиля от борта к центру бассейна, так и для бассейна в целом. Северная часть бассейна характеризуется глубоким залеганием материнского соляного пласта, в западной части развиты соляные хребты, а на юге — соляные хребты при неглубоком залегании соляного пласта. Такой характер предполагает стадийное развитие соляных структур с севера на юг в соответствии с развитием нагрузки (рис. 30, 31).

Конфигурация индивидуальных соляных тел меняется в самых широких пределах. Некоторые из них характеризуются плоскими вершинами, другие имеют форму неправильных игл или шишек, протыкающих надсолевые отложения. Отдельные соляные ядра могут иметь прямые, почти вертикальные стенки, быть наклонными или грибообразной формы. В некоторых случаях массы поднимающейся соли оторвались от материнского пласта и поднялись вверх, подобно пузырям *, в других случаях соляные штоки расширяются книзу и соединяются с материнским соляным пластом.

В сводах многих соляных ядер встречаются «кепроки» — пласты совершенно другого литологического состава. Обычно они сложены (снизу вверх) слоями кальцита, серы, гипса и ангидрита, хотя один или более из верхних слоев обычно отсутствует. Кепроки образуются при растворении соли грунтовыми водами и при бактериальном изменении остаточного ангидрида до кальцита (с кристаллами доломита, серы и гипса) и могут иметь мощность 300 м и более.

К структурным особенностям, связанным с соляными куполами, относятся следующие: утонение пластов к сводам куполов; местные угловые несогласия; краевые кольцевые синклинали; нормальные конседиментационные сбросы [Bornhauser M., 1958]. Локальные угловые несогласия связаны с подъемом соли, куполообразно приподнимающей перекрывающие толщи; пласты, утоняющиеся к своду, образовались при одновременно протекавших процессах поднятия и седиментации. Кольцевые синклинали на крыльях куполов возникают вследствие оттока соли с периферии к своду структур; в результате продолжающегося при этом осадконакопления мощность пластов в синклиналях увеличена. В связи с воздыманием соли и одновременно с этим движением образуются нормальные сбросы; может сформироваться грабен либо сложная система нарушений (рис. 31).

Движение соли, или «галокинез», представляет собой гравитационное течение в условиях, при которых соль ведет себя подобно вязкой жидкости. Для того чтобы соль могла течь вверх, плотность перекрывающих осадков должна превосходить плотность соли. Значение последней постоянно и составляет 2,2 г/см^3, плотность же осадочного покрова возрастает с глубиной и превосходит плотность соли на глубине около 1000 м. Возникает неустойчивая система с инверсией плотностей, приводящая к всплыванию соли через перекрывающие отложения («диапиризм»).

Подъем соли обычно происходит на неравномерно распределенных локальных участках при разной скорости вертикального движения веретенообразных соляных тел.

* Существование «оторвавшихся диапиров» представляется сомнительным. — *Прим. пер.*

* В природных процессах такое явление не наблюдается. — *Прим. пер.*

Детальное картирование соляных пластов в шахтах и изучение по данным бурения в отложениях, окружающих соляные ядра, показывают, что воздымание соли происходит по зонам разрыва, возникающим в покровных отложениях в процессе соляной интрузии.

Г. Этуотер и М. Формен [Atwater G. I., Forman M. J., 1959] обнаружили в Южной Луизиане диапировые глины, связанные с внедрением соляных штоков. Они предположили, что глины ведут себя подобно соли и зачастую протыкают вышележащие породы. Данные этих исследователей показывают сложность геологической истории куполов. Г. Этуотер и М. Формен полагают, что перед началом вертикального прорыва соли образуются значительные локальные увеличения мощности материнского соляного пласта.

В объемном и структурном отношении течение соли вниз по склону, в направлении Мексиканского залива, более существенно, чем вертикальный ее подъем. Современная батиметрия Мексиканского залива является результатом комбинации гравитационного течения соли вниз по склону и ее движения из участков большего давления вышележащих пород к участку с меньшим давлением. Наклон дна к центральной области бассейна в ходе осадконакопления в сочетании с дельтовой седиментацией, перемещавшей в ту же сторону внешний край шельфа, вызвал гравитационный напор в соляном пласте и увеличение давления в направлении центра бассейна. В результате соль начинает течь в том же направлении, стремясь образовать гряды или антиклинали, параллельные фронту седиментации; эти поднятия улавливают и задерживают осадки, поступающие с суши, препятствуя их рассеиванию мутьевыми потоками по абиссальной равнине (рис. 30, 31). Продолжавшееся перед соляными грядами и непосредственно на них накопление осадков должно было вызывать возобновление перетекания соли вниз по склону и образование новых соляных гряд ближе к центру впадины [Ewing M., Antoine J., 1966].

В северо-западной части Примексиканской равнины установлены две грядоподобные системы солянокупольных структур — эоценовый и олигоценовый тренды. Третья система — плиоцен-плейстоценовый тренд — расположена за пределами шельфа, на континентальном склоне.

Основание каждой из этих систем погребено на глубине от 10 до 15 км. Холмистый рельеф континентального склона и крутой уступ Сигсби отражают наличие здесь четвертой системы — антиклинальной соляной гряды с выступающими над ней округлыми соляными куполами. Основание этой системы расположено (рис. 31) на глубине около 8000 м [Lehner P., 1969].

Разрывные нарушения. Они широко распространены в пределах Примексиканской равнины и образуют как локальные, так и региональные системы (рис. 31, 32). Среди разрывов преобладают нормальные, более или менее однотипные сбросы. Углы падения их от 35 до 70°, несколько выполаживаются с глубиной (рис. 32). Амплитуда сбросов изменяется в широких пределах — от нескольких метров до 1500 м и более. Весьма характерны многократные движения по одним и тем же сбросам или системам нарушений. Это проявляется в деформациях плейстоценовых и голоценовых террас (на поверхности) и в увеличении амплитуды смещения с глубиной (рис. 32).

Возможно, что тектонические движения продолжаются по многим разрывам, не сопровождаясь ощутимыми сейсмическими явлениями. Эти движения характеризуются меньшими скоростями, чем зарегистрированные для сбросов, пересекающих сухие коллекторы и водоносные пласты [Reid W. M., 1973].

Конседиментационные сбросы распознаются по возрастанию мощности отложений в направлении от приподнятых к опущенным крыльям (рис. 32). В некоторых случаях отмечаются плоскости скольжения, направленные вниз на приподнятых и вверх — на опущенных блоках. Чаще

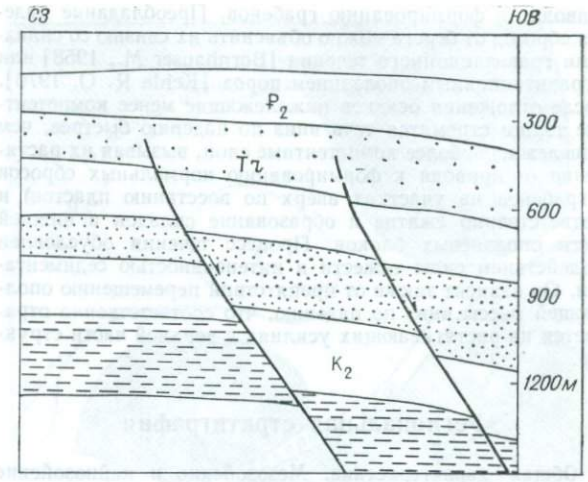


Рис. 32. Схематический разрез отложений Примексиканской равнины.

Жирные линии — конседиментационные нарушения (нормальные сбросы).

всего они проявляются на сбросах, выполаживающихся с глубиной, и, как правило, еще больше подчеркиваются конседиментационными движениями. Простирание разрывных нарушений параллельно региональным простираниям осадочных комплексов (за исключением разрывов, приуроченных к присводовым частям структур). Обычно они образуют параллельные или кулисообразные системы, хотя встречаются и отдельные сбросы.

Во впадине Мексиканского залива (на территории США) обнаружены две главные зоны разрывных нарушений: внутренняя зона более древних разломов и более широкая полоса относительно молодых разрывов, протягивающаяся вдоль края Примексиканской равнины. Внутренняя зона параллельна региональному простиранию меловых отложений и границе распространения подстилающего пласта юрских солей. Кроме того, она «оконтуривает» позднепалеозойский складчатый пояс Уошито (рис. 28), погребенный под покровом более молодых отложений. Образование сбросов связано, очевидно, с растяжением в осадочной толще над солью благодаря ее оттоку во впадину Мексиканского залива, а также с погружением континентального края вдоль орогенического пояса Уошито и к югу от последнего. Во внутренней зоне имеется следующая серия грабенов: зоны разломов Балконес, Лалин и Мексиа-Талко в Центральном и Северо-Восточном Техасе; Южно-Арканзасский грабен; Пикенс-Джилбертаунский в Миссисипи и Алабаме. Аналогичные системы разломов внутренней зоны известны в южной части Мексиканского залива — в районах Веракрус, Чьяпас (Мексика), а также в Гватемале и Белизе (рис. 28).

Системы наиболее молодых разрывов тесно связаны с центрами дельтового осадконакопления. Эти нарушения, как правило, отражают историю тектонических движений, возобновлявшихся в ходе седиментации; мощность стратиграфических подразделений, приуроченных к опущенным блокам, резко (иногда в 7 раз) превышает мощность аналогичных комплексов на приподнятых блоках. Такие конседиментационные структуры чаще всего развиты в постэоценовых отложениях, и частота встречаемости их возрастает вверх по разрезу. Возможно, что это объясняется в основном непрерывным нарастанием скорости седиментации в заливе с мелового периода, отражающим поднятие Скалистых гор и Аппалачей, а также раскрытием самого залива.

Сбросы, как правило, падают по направлению к заливу, но в некоторых случаях образуются «парные» сбросы, что

приводит к формированию грабенов. Преобладание падения сбросов от берега можно объяснить их связью со складками гравитационного течения [Bornhauser M., 1958] или с гравитационным оползанием пород [Kehle R. O. 1970]. После отложения осадков нижележащие менее компетентные толщи стремятся течь вниз по падению быстрее, чем вышележащие более компетентные слои, вызывая их растяжение (и приводя к формированию нормальных сбросов и грабенов на участках вверх по восстанию пластов) и соответственно сжатие и образование складок в нижней части оползневых блоков. Процесс течения обусловлен воздействием силы тяжести и интенсивностью седиментации. Он зависит также от препятствий перемещению оползающей массы вниз по падению, что соответственно отражается на растягивающих усилиях в верхней части структур.

Региональная стратиграфия

Общая характеристика. Мезозойские и кайнозойские отложения накапливались в пределах дугообразных, изогнутых в плане поясов. Частое выклинивание формаций обусловило линзовидную форму тел, образуемых этими отложениями; по образному выражению Г. Мэррея [Murray G. E., 1961], они напоминают уплощенные связки сосисок. Локализованные центры седиментации могут достигать мощности 800 м. При этом депоцентры каждого более молодого стратиграфического подразделения, как правило, расположены все ближе к заливу (т. е. вниз по падению слоев) относительно депоцентров более древних подразделений.

Мезозойские и кайнозойские образования в различных районах провинции, по-видимому, представлены седиментационными циклами. Эти циклы совпадают с хорошо развитыми комплексами дельтовых отложений. На схематической стратиграфической колонке (табл. 5) приведен довольно полный разрез отложений от верхнеюрских до современных. О доюрской стратиграфии провинции имеется довольно мало данных; возможно, что формации Игл-Миллс и Морхауз являются фациальными аналогами развитых в других районах доюрских образований.

Домеловые отложения. На севере древнейшие отложения провинции представлены мощными красноцветными песчаниками и глинами, известными под названием слоев Игл-Миллс. Их перекрывает формация Вернер (песчанистые конгломераты, переходящие выше в ангидриты и соленосные отложения Луанн, рис. 33). Трактовка Р. Дица оставляет нерешенными два вопроса: 1) в каких условиях происходило формирование солей (в глубоководных или в результате нормального испарения) и 2) был ли Мексиканский залив в то время замкнутым бассейном или имел непосредственную связь с океаном. Эти пласты, достигающие мощности 1500 м, служат источником соляных штоков. Отложения Вернер-Луанн сложены прибрежными грубообломочными фациями, сменяющимися вниз по падению (на акватории) более темными и более мелкозернистыми обломочными и карбонатными породами и эвапоритами. Полагают, что стратиграфические эквиваленты отложений Игл-Миллс — Вернер-Луанн имеются в разрезе Южного Техаса, Северо-Восточной Мексики и в восточной части п-ова Юкатан. Далее к югу, вдоль мексиканской части побережья залива эти породы обнажаются в окаймляющих Примексиканскую равнину горных сооружениях, а также залегают на дне залива.

Возраст толщ Игл-Миллс — Вернер-Луанн точно не установлен; обычно его считают юрским. Толщи подстилаются пермскими и перекрываются верхнеюрскими (группа Луарк) отложениями, поэтому возможные колебания возраста могут варьировать в диапазоне от поздней перми до средней или поздней юры. Породы верхней юры широко распространены. Они составляют две основные

ТАБЛИЦА 5

Стратиграфическая таблица провинции Галф-Кост, по Г. Мэррею, с изменениями [Murray G. E., 1961]

Система, отдел	Период, серия	Ярус или группа (формация)
Четвертичная	Современный	
	Плейстоцен	Хостон
Третичная	Плиоцен	Ситронелл
	Миоцен	Флеминг
	?----------	----------?
	Олигоцен	Катахула Виксберг
	Эоцен	Джексон Клейборн Уилкокс
	Палеоцен	Мидуэй
Меловая	Галфская	Наварро Тейлор Остин Иглфорд Вудбайн (Таскалуса)
	Команчская	Уошито Фредериксберг Тринити
	Коауильская	Нуэво-Леон, Дуранго Группы Мексики
Юрская (верхний)		Коттон-Велли Хайнесвилл, Смаковер } Группа Луарк
Юрская (нижний? и средний)		Луанн (соли) Формация Вернер
Доюрская		Формации Игл-Миллс—Морхауз

группы — Луарк и Коттон-Велли. Для обеих характерен разнообразный литолого-фациальный состав; развитые вблизи побережья (вверх по восстанию слоев) красноцветы сменяются вниз по падению (в направлении к заливу) темноокрашенными глинистыми и известковистыми фациями.

Меловые отложения. Отложения этого возраста Примексиканской равнины начинаются серией Коауила, подразделяемой на группы Дуранго и Нуэво-Леон. Выше без заметного несогласия залегает команчская серия (в составе групп Тринити, Фредериксберг и Уошито). Эти нижнемеловые отложения представлены в обнажениях преимущественно песчано-глинистыми красноцветами, отделенными фацией барьерного рифа Стюарт-Сити от более глубоковод-

ных темноцветных глинисто-известковистых отложений (рис. 34). Мощность толщ сильно увеличивается вниз по падению и по направлению к морю, достигая 2500 м на глубине.

Команчская серия, а на участках, расположенных вверх по восстанию слоев, и более древние отложения несогласно перекрываются верхнемеловой галфской серией; при этом в направлении к заливу поверхность несогласия становится более резко выраженной.

В составе галфской серии выделяются пять подразделений: залегающие в основании разреза слои Вудбайн и Иглфорд сложены преимущественно песчаниками и глинами; более молодые формации Остин, Тейлор и Наварро представлены главным образом известковистыми породами (мел, известняки, мягкие мергели). В Алабаме и Джорджии в верхней части галфской серии развиты песчаники и глины. Кроме того, в разрезе серии имеются прослои вулканогенного материала, отложившегося в субаквальных условиях; отмечается также присутствие интрузивных и вулканогенных пород. В сводах нескольких поднятий среди осадков формаций Тейлор (?) и Наварро обнаружены погребенные рифы.

Третичные отложения. Значительный перерыв в осадконакоплении в конце олигоцена расчленяет третичные отложения провинции на две основные толщи. Более древняя толща представлена разными типами пород, отложенных в морских, континентальных и прибрежных условиях — главным образом дельтовых, с отчетливо выраженной цикличностью. Палеоцен и нижний эоцен (слои Уилкокс) — это мел и мергели, придельтовые глины с прослоями дельтовых песков и глин, местами — известковистые глины и лигниты. Эоценовые отложения Клейборн отличаются заметной цикличностью; известковистые пласты вверх по разрезу сменяются прибрежными дельтовыми и речными отложениями, включая лигниты. Верхнеэоценовые (Джексон) и олигоценовые (Виксберг и Катахула) породы представлены главным образом морскими известковистыми отложениями, но также содержат пески, глины и прослои вулканического пепла, особенно

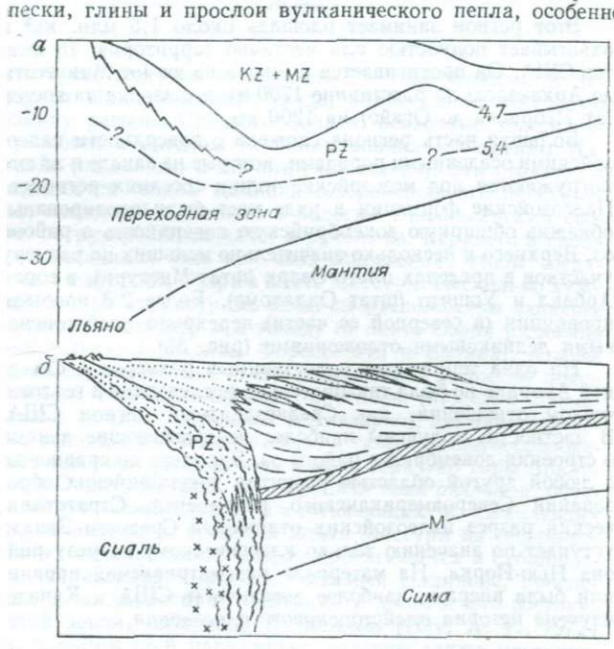


Рис. 33. Графические интерпретации строения геосинклинали Галф-Кост, по Р. Дицу [Dietz R. S., 1964].

а — генерализованный разрез геосинклинали от поднятия Льяно к центральной части Мексиканского залива.
б — концепция, предложенная Р. Дицем (слой, расположенный по диагонали — юрские соли Луанн).

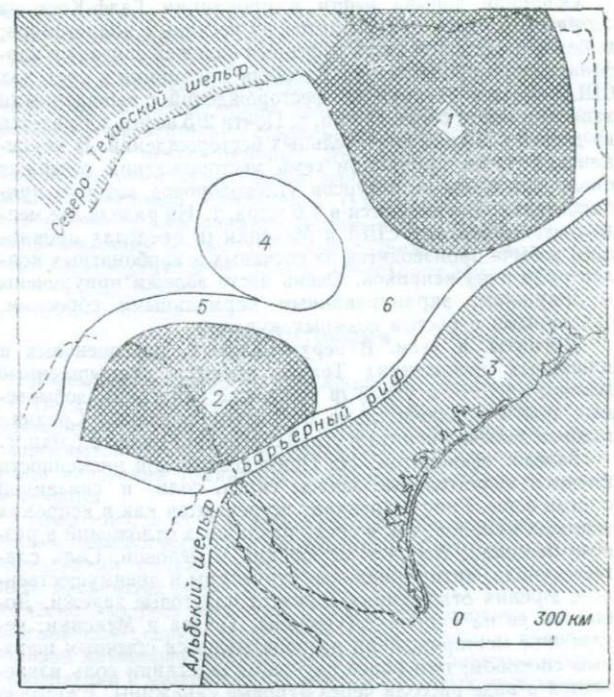


Рис. 34. Положение барьерного рифа на внешнем крае Техасского шельфа в течение команчского времени (ранний мел), по К. Янгу [Young K., 1972].

1—3 — бассейны: *1* — Тайлер, *2* — Маверик, *3* — Мексиканского залива; *4* — Центральная Техасская плита; *5* — структура Девилс-Ривер; *6* — блок Сан-Маркос.

вверх по восстанию пластов, на севере центрального района бассейна.

Мощность неогеновых (постолигоценовых) дельтовых отложений превышает 6000 м. Это преимущественно речные и дельтовые пески и глины в фациях, характерных для участков, удаленных от глубоких зон бассейна. В направлении к заливу мощность отложений увеличивается, они постепенно переходят в морские глины и мергели. Неогеновые породы подразделяются на несколько толщ: Флеминг (миоцен), Ситронелл (плиоцен) и Катахула, которая нами включена в состав олигоцена (табл. 5), хотя возможно, что возраст ее миоценовый.

Плейстоценовые (Хостон) и голоценовые отложения относятся к речному, прибрежному и морскому дельтовому типам. Речные толщи сложены осадками террас и пойм. Они постепенно сменяются осадками береговой линии, параллельной современному ее положению; на площади шельфа они переходят в морские осадки.

Полезные ископаемые

Нефть и газ. Скопления углеводородов широко распространены на площади провинции Примексиканской равнины, на территории как США, так и Мексики; они прослеживаются от внутренних границ провинции по направлению к береговой линии, продолжаясь за ее пределы, далеко в глубь континентального шельфа. Месторождения нефти и газа присутствуют в отложениях от верхнеюрских до голоценовых, а также в подстилающих палеозойских породах, размещаясь в широчайшем диапазоне глубин — от 15 до 6000 м. На территории США до настоящего времени было добыто приблизительно 5,5 млрд. т нефти и 3,4 трл. м³ природного газа.

Основная добыча нефти в провинции Галф-Кост на территории США производится из песчаных коллекторов; в Мексике бóльшая часть нефтяных залежей связана с карбонатными породами. На площади провинции в пределах США имеется 77 крупных месторождений с выявленными запасами нефти более 13 млн. т. Почти 2/5 нефти добывается из десяти наиболее значительных месторождений. В мексиканской части провинции семь месторождений содержат около половины ее ресурсов углеводородов, которые приблизительно оцениваются в 1,6 млрд. т. На ряде более мелких месторождений США и Мексики (в пределах провинции) добыча производится из песчаных и карбонатных коллекторов и из кепроков. Очень часто залежи приурочены к ловушкам, экранированным нормальными сбросами, связанными с ростом соляных куполов.

Лигниты и угли. В верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых отложениях Техаса имеются промышленные залежи лигнита и углей (в том числе кеннелей), добываемых почти исключительно открытым способом. Средняя годовая добыча лигнита и углей составляет около 2,5 млн. т.

Залежи эвапоритов. На Примексиканской низменности имеются значительные запасы гипса, соли и связанной с ними серы. Гипс и ангидрит встречаются как в кепроках соляных куполов, так и среди различных отложений в разрезе бассейна. Возраст их юрский и меловой. Соль слагает купола, антиклинальные структуры и преимущественно в юрских отложениях образует пластовые залежи. Добывают ее на куполах Луизианы, Техаса и Мексики; неглубокие месторождения разрабатываются обычным шахтным способом; при более глубоком залегании соль извлекается в виде рассола через буровые скважины. Ежегодно добывается около 27 млн. т. солей.

В кепроках соляных куполов имеются залежи рассеянной самородной серы. Наиболее крупные залежи находятся в Луизиане, Техасе и Веракрусе (Мексика); сера там добывается методом Фраша, применяемым при глубинах до 800 м. Добыча серы превышает 8 млн. т. в год.

Подземные воды. Они являются важным природным сырьем этой провинции. Подземные воды используются для сельскохозяйственных, бытовых и промышленных нужд. Водоносные пласты от голоценового до юрского возраста образуют на поверхности зоны, параллельные границе провинции, и полого погружаются по направлению к заливу. В пределах провинции Галф-Кост на территории США наиболее продуктивны песчаные и гравелитовые горизонты, хотя вода добывается из пластов карбонатных пород, а на ряде участков — из трещиноватых глинистых сланцев. В мексиканской части провинции наиболее важны карбонатные водоносные горизонты; значительная добыча осуществляется из четвертичного аллювия и заполнения речных долин.

Разное сырье. В промышленности и строительстве используются самые разнообразные, преимущественно неметаллические полезные ископаемые. Песок и гравий применяют при производстве бетона, дорожных покрытий и фундаментов. Глину употребляют для изготовления строительных материалов, керамических изделий, а также химических фильтров и бурового раствора. Бентониты — продукты изменения вулканических пеплов — находят весьма широкое применение (при изготовлении бурового глинистого раствора, для очистки нефтепродуктов и т. д.). Мел, известняки, мергели и глины используют для известкования почв, в качестве дорожного щебня и для производства цемента. На Юкатане, в Гватемале и Белизе известняк особенно широко применяется в качестве строительного камня.

В северной части провинции из третичных отложений добываются бокситы, железные руды и уран. В западных частях провинции (Коауила, Нуэво-Леон, Тамаулинас и Веракрус) разрабатывались руды меди, золота, свинца, марганца, ртути и серебра.

У. М. Рэйд, Р. Э. Бойер

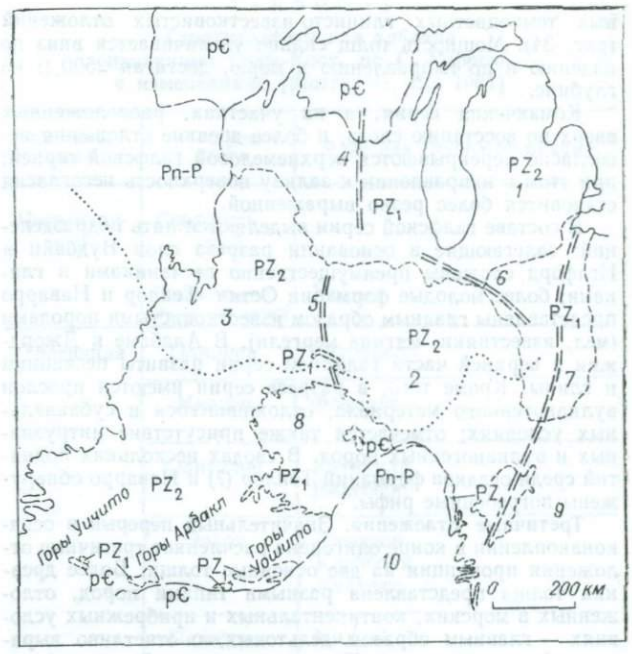


Рис. 35. Основные морфоструктуры на территории региона Среднего Запада.

pЄ — докембрий, Pn — пенсильваний, PZ_1 — нижний палеозой, PZ_2 — верхний палеозой, P — пермь. *1—3* — бассейны: *1* — Мичиган, *2* — Иллинойс, *3* — Форест-Сити; *4—7* — своды: *4* — Висконсин, *5* — Миссисипи, *6* — Канкаки, *7* — Цинциннати; *8—9* — купола: *8* — Озарк, *9* — Нэшвилл; *10* — прогиб Миссисипи.

РЕГИОН СРЕДНЕГО ЗАПАДА

Этот регион занимает площадь около 1,5 млн. км² и охватывает полностью или частично территорию 15 штатов США. Он протягивается с севера на юг (от Миннесоты до Арканзаса) на расстояние 1700 км и с запада на восток (от Небраски до Огайо) на 1200 км.

Бóльшая часть региона сложена с поверхности палеозойскими осадочными породами, которые на западе и на юге погружаются под мезозойские толщи соседних регионов. Палеозойские формации в ряде мест были эродированы, обнажив обширную докембрийскую поверхность в районе оз. Верхнего и несколько значительно меньших по размеру участков в пределах плато Озарк (штат Миссури), в горах Арбакл и Уошито (штат Оклахома). Более 2/3 площади провинции (в северной ее части) перекрыто плейстоценовыми ледниковыми отложениями (рис. 35).

Ни одна территория сопоставимых размеров в Северной Америке не была так тщательно исследована в геологическом отношении, как Среднезападный регион США. В частности, получены наиболее исчерпывающие данные о строении докембрия в районе оз. Верхнего по сравнению с любой другой областью развития докембрийских образований Североамериканского континента. Стратотипический разрез палеозойских отложений Среднего Запада уступает по значению только классическому разрезу района Нью-Йорка. На материале рассматриваемой провинции была впервые наиболее детально (в США и Канаде) изучена история плейстоценового оледенения.

Тектоника

Параллельно Аппалачскому складчатому поясу, к западу от него, протягивается с северо-востока на юго-запад крупная положительная структура — свод Цинцин-

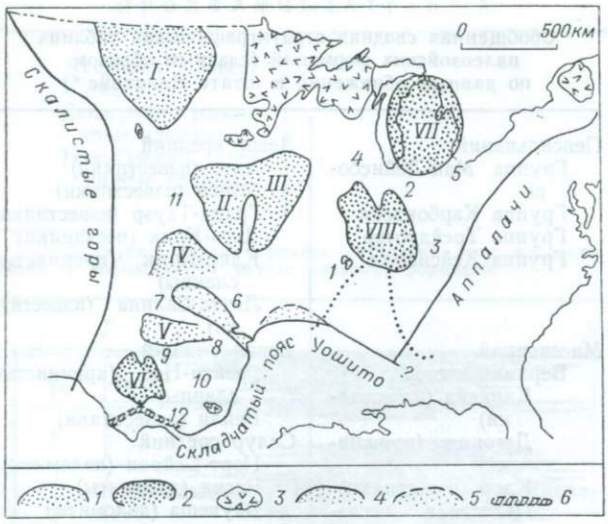


Рис. 36. Основные структуры кратона в центральной части США, по У. Хэму и Дж. Уилсону [Ham W. E., Wilson J. L., 1967] и Дж. Деннису [Dennis J. G., 1972].

1 — мелкие интракратонные бассейны, мощность палеозойских осадочных пород 1200—2600 м (*I* — Уиллистон, *II* — Салина, *III* — Форест-Сити, *IV* — Хьюгстон, *V* — Пало-Дуро-Хардеман); *2* — крупные интракратонные бассейны, мощность палеозойских осадочных пород около 4600 м (*VI* — Миндленд-Делавэр, *VII* — Мичиган, *VIII* — Иллинойс); *3* — выходы докембрийских пород; *4* — поперечный геосинклинальный пояс Анадарко, мощность отложений 900—1200 м и более; *5* — краевой прогиб Аркома, мощность нижнепенсильванских (атокан — ранний десмойнезий) осадков 7600 м; *6* — прогибы Марфа и Вал-Верде с мощностью пермских осадков 7500—7600 м; *1—5* (цифры на карте) — поднятия или своды: *1* — Озарк, *2* — Канкаки, *3* — Цинциннати, *4* — Висконсин, *5* — Финдли, *6* — Арбакл, *7* — Амарилло, *8* — Уичита, *9* — Матадор, *10* — Ред-Ривер, *11* — Кембриджский центральный каньон, *12* — Конхо-Льяно.

нати и его северное продолжение — свод Финдли. К западу от Цинциннатского свода, образующего восточную границу региона Среднего Запада, осадочные толщи погружаются в пределы глубоких впадин — бассейны Иллинойс (на западе) и Мичиган (на севере). Эти структуры разделяются сводом Канкаки северо-западного простирания; последний сливается с пологим Висконсинским сводом, погружающимся на юг в районе оз. Верхнего и снова воздымающимся уже как свод Миссисипи, чтобы соединиться с куполом Озарк в штате Миссури. Несколько хуже выраженные структурные впадины расположены западнее р. Миссури к северу и к западу от плато Озарк (особенно примечательны впадины Форест-Сити и Салина). Южнее плато Озарк осадочные толщи погружаются в сторону пояса глубоких геосинклинальных прогибов (наиболее значительные из них — Арканзас и Анадарко), где они подверглись интенсивной складчатости, а также надвигообразованию в северном направлении и ныне образуют горы Арканзаса и Оклахомы (рис. 36). Крупная зона разломов, обусловленная комбинацией растягивающих и сжимающих сил, начинается в пределах штата Миссури на северо-восточных склонах плато Озарк, протягивается в субширотном направлении, пересекает Южный Иллинойс, прослеживаясь на территории Кентукки и далее к юго-востоку. С этой зоной, названной А. Хейлом [Heyl A. V., 1972] «линеаментом 38-й параллели», связаны также многочисленные «криптовулканические» структуры [Bucher W. H., 1936, 1963], иногда ошибочно классифицируемые в качестве «метеоритных кратеров».

Большинство структур Среднего Запада в той части, где они связаны с образованиями докембрийского фундамента, возникло в раннем палеозое и позднее было в разной степени омоложено. Однако значительная часть этих унаследованных структур продолжала развиваться под влиянием движений коры в позднем палеозое, в том числе, повидимому, в самом конце палеозоя. После этого регион оставался относительно стабильным и подвергался воздействию лишь незначительных деформаций. Рассматриваемая территория практически асейсмична, хотя вдоль основных разломов фундамента (например, Нью-Мадрид) и в районе, ранее занятом ледниковым покровом (и ныне испытывающем послеледниковые подвижки в связи с изостатической реакцией), иногда происходят землетрясения.

Стратиграфия

Докембрий. Мощность докембрийского разреза в районе оз. Верхнего составляет около 12 000 м; строение его характеризуется значительной сложностью. Породы подразделяются на четыре крупные серии и отражают три этапа внедрений гранитных интрузий, горообразования и денудации.

Киватинская серия архейского возраста сложена потоками базальтовых лав с подчиненным объемом осадочных образований, сильно метаморфизованных и интрудированных лаврентийскими гранитами. Выше по разрезу несогласно залегает эфебская (прежде считавшаяся раннеальгонкской) серия Найф-Лейк. Она сложена главным образом метаморфическими сланцами, граувакками и конгломератами с маломощными зонами слоистых железистых кварцитов и в нижней части лавовых потоков и туфов. Полагают, что накопление всех этих отложений происходило в континентальных условиях. Они прорваны гранитами, внедрение которых связано с проявлением альгоманской орогенической фазы.

Выше по разрезу со значительным несогласием залегает серия Гурон (Анимики) палеогеликийского (среднеальгонкского) возраста. Она представлена среднеметаморфизованными сланцами, кварцитами и доломитами, содержит крупные зоны железистых кварцитов; часты прослои основных лав и силлы. Эти породы имеют, по всей вероятности, морское происхождение. Выше по разрезу на более древних отложениях несогласно залегает неогеликийская серия Кивинаван мощностью около 8000 м. Здесь представлены преимущественно песчаники, глинистые сланцы и конгломераты, в нижней части с редкими лавовыми потоками и силлами. Это плотные и твердые породы, но метаморфизованы они только в контакте с интрузиями киллар-нейских (гренвильских) гранитов. Считают, что бóльшая часть этого разреза накопилась в континентальных условиях с более или менее аридным климатом. В некоторых местах в докембрийской толще залегают валунные тиллиты — отложения ледниковых морен.

Докембрийские породы выходят на поверхность в восточной части плато Озарк в виде горных пиков, с которых эрозией смыт покров палеозойских отложений. Они представлены риолитовыми лавами и связанными с ними литифицированными пластами пепловых туфов, отражающими два этапа вулканической деятельности, разделенные периодом внедрения гранитных интрузий. Докембрийские граниты местами обнажаются также и в Оклахоме.

На нескольких участках в районе оз. Верхнего интенсивно дислоцированный докембрий несогласно перекрыт пологозалегающими красноцветными песчаниками и конгломератами. Сходные отложения мощностью до 1000 м были вскрыты глубокими скважинами на бортах бассейна Мичиган, а также в Северном Иллинойсе; возраст их не установлен. Некоторые геологи относят эти отложения к докембрию, но другие считают их кембрийскими.

Палеозой. На Среднем Западе сохранился почти полный разрез палеозоя (табл. 6). Толщи, представляющие этот огромный временной интервал (более 300 млн. лет),

характеризуются наибольшей мощностью в горах Уошито (Арканзас) и в прилегающей части Оклахомы. В некоторых структурных впадинах далее к северу мощность их составляет около 5000 м. Увеличение мощностей в направлении к центру впадин говорит о том, что в течение палеозоя происходило более или менее непрерывное, хотя и неравномерное погружение.

К е м б р и й. Нижний и средний кембрий на большей части Среднезападного региона не представлены. Обнажения верхнего кембрия довольно часты, но значительные размеры они имеют лишь на севере, от Висконсина до Миннесоты. Небольшие участки с выходами верхнекембрийских пород встречаются в Северном Иллинойсе и в некоторых упоминавшихся выше горных районах, например в Миссури или Оклахоме. Толща отложений верхнего кембрия в штате Висконсин (серия Сен-Круазан потсдамского возраста) расчленяется на несколько зон (на основе фауны трилобитов) и служит стратотипом верхнекембрийского разреза Северной Америки (выделены дресбахский, франконский и тремпилионский ярусы).

Толща сложена преимущественно песчаниками, иногда глинистыми, местами сильноглауконитовыми, в верхней части — с пластами доломитов. Не исключено, что эти пласты отражают два (или более) крупных изменения уровня позднекембрийского моря. Южнее, на плато Озарк, где верхнекембрийские породы вновь выходят на поверхность, базальная часть их снова становится песчанистой, однако бóльшая часть разреза сложена доломитами и известняками, очевидно накопившимися в условиях теплого мелководного моря. Среди карбонатных пород широко развиты процессы окремнения. Некоторые кембрийские песчаники Северного Иллинойса содержат значительные запасы пресных вод. Л. Слосс [Sloss L. L., 1963] охарактеризовал этот разрез региона Среднего Запада как типичный трансгрессивный мегацикл (серия Саук), продолжавшийся и в раннем ордовике (рис. 37).

О р д о в и к. Отложения ордовика сменяют кембрийские без заметного стратиграфического перерыва или резкого изменения литологического состава пород. Нижний ордовик, или канадский отдел, названный так по р. Канейдиан в штате Оклахома, сложен почти повсеместно доломитами с несколькими песчанистыми зонами. Он венчается обширным несогласием — результатом регрессии Типпекану (по Л. Слоссу) или Осуа-Крик (по Г. Уиллеру) (рис. 38). Большая часть вышележащей нижней серии среднего ордовика (шамплейн) сложена очень чистыми кварцевыми песками (Сент-Питер). Видимо, это прибрежные отложения моря, медленно наступавшего на север. В Северном Иллинойсе они местами заполняют русла, врезанные в кембрийские породы. Верхняя часть среднего ордовика (трентонский ярус) сложена заметно окремненными доломитами или почти не подвергшимися окремнению известняками. В разрезе верхнего ордовика (цинциннатия) содержится много глинистых пород (например, Маккокета), на некоторых участках с прослоями известняков, а восточнее купола Озарк — тонкозернистых песков, возможно частично слагавших существовавший в то время приподнятый остров. Лучше всего эти отложения изучены в Южном Огайо и прилегающих районах Кентукки, где в них содержатся обильные окаменелости хорошей сохранности. К югу от плато Озарк ордовик представлен преимущественно глинистыми (например, толща Уомбл), песчаными (Блекли) и кремнистыми породами (Биг-Форк); обломочный материал поступал сюда в результате эрозии суши, располагавшейся далее в этом же направлении.

Отложения ордовика в целом представляют собой седиментационный мегацикл, часть комплекса Типпекану Л. Слосса (или более короткий цикл, соответствующий серии Крик Г. Уиллера).

С и л у р. На большей части площади Среднего Запада силур представлен преимущественно доломитами, в западной и южной его частях появляются известняки; большин-

ТАБЛИЦА 6

Обобщенная сводная стратиграфическая таблица палеозойских формаций (главным образом по данным обнажений в штате Иллинойс *)

Пенсильваний
- Группа Мак-Лейнсборо
- Группа Карбондейл
- Группа Трейдуотер
- Группа Кейсивилл

Миссисипий
- Верхний честер
  - Кинкейд (известняки)
  - Дегония (песчаники)
  - Клор (известняки)
  - Палестайн (песчаники)
  - Менард (известняки)
  - Уолтерсберг (песчаники)
  - Вьенна (известняки)
  - Тар-Спрингс (известняки)
- Средний честер
  - Глен-Дин (известняки)
  - Хардинсберг (песчаники)
  - Голконда (известняки)
  - Сайпресс (песчаники)
- Нижний честер
  - Пейнт-Крик (известняки)
  - Бетел (песчаники)
  - Рено (известняки)
  - Оксвасс (песчаники)
- Мерачек
  - Сент-Женевьев (известняки)
  - Сент-Луи (известняки)
  - Салем (известняки)
  - Уорсо (известняки)
- Оседж
  - Кеокук (известняки)
  - Барлингтон (известняки)
  - Ферн-Глен
- Киндерхук
  - Шуто (известняки)
  - Проспект-Хилл (песчаники)
  - Мак-Крейни (известняки)
  - Инглиш-Ривер (известняки)
  - Марпл-Милл (глинистые сланцы)

Девон средний
- Алто (известняки)
- Лингл (известняки)
- Гранд-Тауэр (известняки)
- Датч-Крик (песчаники)
- Клир-Крик (кремнистые сланцы)
- Литтл-Салина (известняки)

Девон нижний
- Грейси-Ноб (кремнистые сланцы)
- Бейли (известняки)

Силур средний
- Порт-Байрон (доломиты)
- Расин (доломиты)
- Ваукеша (доломиты)

Силур нижний
- Канаки (доломиты)
- Эджвуд (доломиты)

Ордовик верхний
- Маккокета (глинистые сланцы)
- Тебес (песчаники)

Ордовик средний
- Галина (доломиты)
- Декара (глинистые сланцы)
- Платтин (известняки)
- Джоахим (доломиты)
- Датчтаун (доломиты)
- Сент-Питер (песчаники)

Ордовик нижний
- Шейкопи (доломиты)
- Нью-Ричмонд (песчаники)
- Онеота (доломиты)

Кембрий верхний
- Джордан (песчаники)
- Трампело (доломиты)
- Франкония (песчаники)
- Гейлсвилл (песчаники)
- О-Клер
- Маунт-Симон (песчаники)

Докембрий (?)
- Фон-дю-Лак (песчаники)

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 6

Луизиана (известняки) Сейвертон (глинистые сланцы) Нью-Олбени (глинистые сланцы)	

* В других штатах принята несколько иная классификация и используются другие названия формаций.

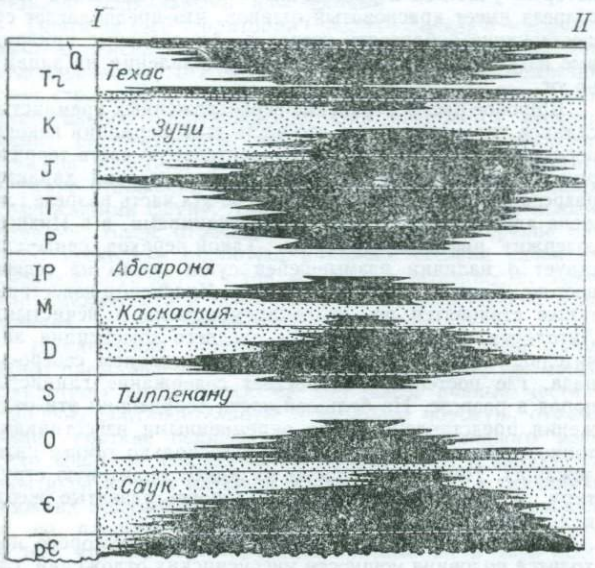


Рис. 37. Хроностратиграфическая последовательность фанерозойских отложений в области развития Северо-Американского кратона.

Черным цветом показаны стратиграфические перерывы. Участки белого цвета и крап соответствуют периодам осадконакопления, последний использован для выделения последовательных седиментационных мегациклов [Sloss L. L., 1963].

I — Кордильерская миогеосинклиналь; *II* — Аппалачская геосинклиналь; Тг — третичный период; IP — пенсильваний, M — миссисипий.

ство пород сильно окремнено. На юге появляются нечистые красноватые известняки, окрашенные, по-видимому, остаточными субтропическими почвами; эти почвы смывались в море с куполов Озарк (штат Миссури) и Нешвилл (штат Теннесси), частично выступавших в то время над поверхностью моря. В Арканзасе встречаются песчаники, свидетельствующие об эрозии суши на юге.

Таконская орогеническая фаза в пределах складчатого пояса Аппалачи — Новая Англия достигла своего максимума на границе раннего и среднего * силура (александрийская — ниагарская серия), однако в пределах региона Среднего Запада орогенез ощущался довольно слабо. Впрочем, Г. Уилер [Wheeler H. E., 1963] полагает, что эта орогения проявилась в верхней части выделенной им серии Крик, после чего последовало накопление комплекса Тьютело, которое продолжалось и в новом цикле (до раннего девона).

* В Северной Америке было принято трехчленное деление силурийской системы, отвечающее трем стратиграфическим сериям (снизу вверх): альбион, ниагара и кайуган. В настоящее время вводится в употребление европейская шкала. — *Прим. пер.*

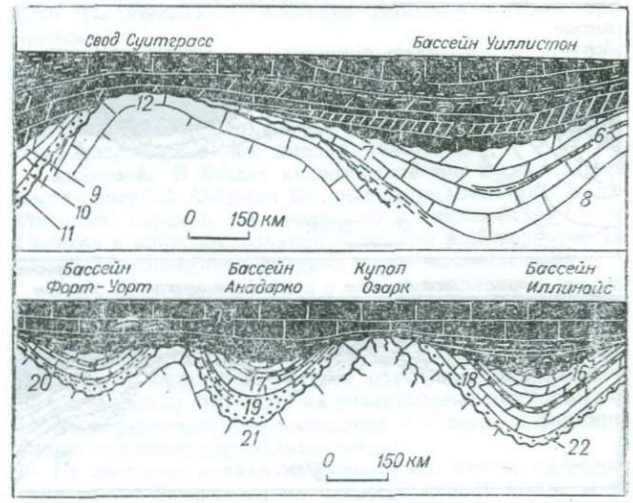


Рис. 38. Идеализированные геологические разрезы серии Сэук (белый цвет) и нижней части комплекса Типпекану (черный), по Л. Слоссу [Sloss L. L., 1963].

1 — Хансон-Крик; *2* — Биг-Хорн; *3* — Ред-Ривер; *4* — Погонип; *5* — Суан-Пик; *6* — Флатхед; *7* — Дидвуд; *8* — Виннипег; *9* — Проспект-Маунтин; *10* — Сент-Питер; *11* — Платвилл-Галина; *12* — Кнокс; *13* — Чикамуга; *14* — Чилхови; *15* — Прейри-ду-Шин, Тремпело, Франкония, Дресбач.

В верхнесилурийских отложениях (кайуган) на территории штата Мичиган обнаружено несколько пластов соли общей мощностью более 500 м. В силуре центральная часть бассейна Мичиган погрузилась относительно бортовых частей на 1500 м. Эта третья фаза общего погружения бассейна началась с палеозойской эры. Подобное, только менее значительное погружение испытала южная часть современного Иллинойского бассейна, который в палеозое входил в состав обширной впадины, протягивавшейся далее на юг. В окраинных частях более глубокой впадины возникла мощная система рифов, распространившихся также в область мелководья к северу. Некоторые из этих рифов, возможно, и послужили причиной отграничения Мичиганского бассейна от общего прогиба и обусловили осаждение соли. Отдельные рифовые сооружения поднялись на высоту 300 м над погружавшимся дном впадины.

Д е в о н. Девонские моря Северной Америки претерпели регрессию, в результате чего площадь их значительно сократилась. Нижнедевонские отложения (гельдербергий) накапливались только в южной части региона Среднего Запада, на относительно более глубоких участках моря, сохранившегося с силура. Породы на этих участках представлены преимущественно глинистыми сланцами, переходящими в окремненные известняки и кремнистые сланцы.

После гельдербергия развился новый седиментационный мегацикл (согласно Л. Слоссу, каскаскийский), начавшийся отложением песчаников Орискани, вслед за которыми накапливались глинистые сланцы. В этот период очертания суши и моря, по-видимому, были непостоянными (в Европе этому времени соответствует арденнская фаза каледонской складчатости, рис. 39).

Средний девон повсеместно трансгрессивен и сложен преимущественно известняками (например, Колумбус, Уопсипиникон), и только на юге региона развиты кремнистые сланцы. На бортах бассейнов более молодые девонские отложения имеют более широкие контуры распространения, чем древние, и все они в целом ряде мест залегают на ордовикских толщах. Часть купола Озарк, по-видимому, была островом, с которого сносился песчаный материал, слагающий к востоку от купола прослои песчаников в известняковой толще. Ближе к концу среднего девона море

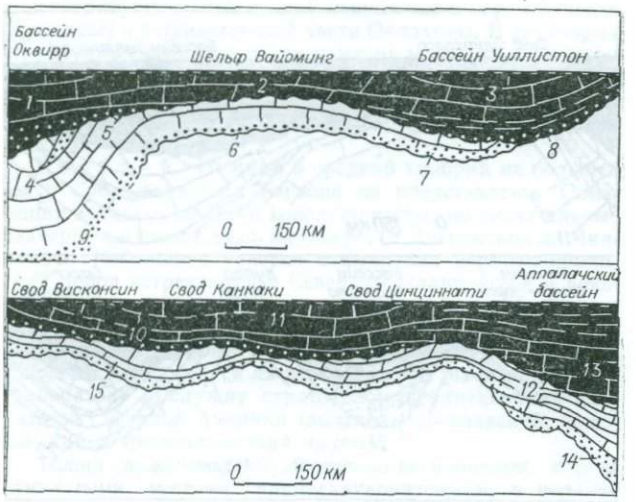


Рис. 39. Идеализированные геологические разрезы серии Саук, комплекса Типпекану (белый цвет) и базальных горизонтов толщи Каскаския (черный).

Границы отложений Саук и Типпекану показаны жирными волнистыми линиями.
1 — Миллиген; *2* — Медисон; *3* — Три-Форкс; *4* — Саскачеван; *5* — Элк-Пойнт; *6* — Стони-Маунтин; *7* — Биг-Хорн; *8* — Виннипег; *9* — Лейк-Таун; *10* — Фиш-Хейвен; *11* — Кинникиник; *12* — Хасмарк; *13* — Мейес-Сикамор; *14* — Вудфорд; *15* — Нью-Олбени; *16* — Торн; *17* — Виола; *18* — Платтвилл; *19* — Симпсон; *20* — Элленбергер; *21* — Арбакл; *22* — Сент-Питер.

оставило территорию Среднего Запада (это был период акадского орогенеза в Аппалачах и бретонской орогенической фазы в Северо-Западной Европе). На юго-востоке Миссури и в Южном Иллинойсе этот временной отрезок характеризовался развитием нормальных сбросов. За исключением Айовы и северных районов Миссури, море сюда не возвращалось вплоть до конца девона. В Айове и Миссури существовал морской залив, о чем свидетельствуют верхнедевонские глинистые сланцы и известняки.

В течение девонского периода бо́льшая часть региона Среднего Запада претерпевала денудацию, причем в разные временны́е интервалы воздействию эрозионных процессов подвергались различные участки территории. По-видимому, накопление среднедевонских толщ в пределах основных сводов проходило непрерывно, но впоследствии эти отложения были неравномерно эродированы в краевых частях бассейнов. На ряде участков эрозия глубоко расчленила древние породы; в местах развития даже незначительных поднятий силурийские отложения были полностью уничтожены эрозией. В результате денудации возникло не только несогласие, по которому некоторые геологи проводят границу между девоном и миссисипием, но и стратиграфический перерыв на тех площадях, где отложения пенсильвания перекрывают домиссисипские формации.

М и с с и с и п и й (н и ж н и й к а р б о н). О положении границы между девоном и миссисипием единого мнения среди геологов не существует. Одними исследователями в качестве этой границы рассматривается подошва формации черных глинистых сланцев Нью-Олбани (Чаттануга), несогласно перекрывающих отложения ордовика на ряде значительно отстоящих друг от друга участков. Другие проводят ее стратиграфически выше, внутри формации Нью-Олбани. Черные глины Нью-Олбани прекрасно выдержаны по мощности и литологически однотипны на большей части площади Среднего Запада. Наиболее значительные изменения наблюдаются на северо-западе, в Северном Миссури и Айове, где черный цвет пород сменяется серым, а также на юго-западе, в Арканзасе и Восточной Оклахоме, где глины постепенно переходят в верхнюю часть мощной толщи слоистых глинистых сланцев нижняя часть которых имеет еще позднедевонский возраст.

Вышележащие нижнемиссисипские отложения (киндерхукская стратиграфическая серия), окаймляющие плато Озарк и развитые севернее, вдоль р. Миссисипи, характеризуются значительной литологической изменчивостью; здесь полно представлены известняки нескольких различных типов. В других местах они переходят вверх по разрезу в среднемиссисипские без существенных литологических изменений. Нижняя часть среднего миссисипия в долине верховьев р. Миссисипи сложена кристаллическими кремнистыми известняками, широко известными изобилием и разнообразием ископаемых криноидей. На некоторых участках в районе плато Озарк базальная часть разреза имеет красноватый оттенок, что предполагает существование поблизости островов. Аналогичные криноидные известняки продолжаются в направлении на запад и на юг.

Широкое распространение переотложенных кремнистых сланцев указывает на то, что часть этой формации некогда перекрывала если не весь, то значительную часть территории купола Озарк. К востоку литологический характер разреза резко меняется; в Мичигане эта часть разреза сложена алевритовыми глинами и песчаниками, а в Индиане содержит рифовые биогермы. Такой переход свидетельствует о наличии размывшейся суши где-то на северо-востоке. К юго-востоку от долины р. Миссисипи известняки также становятся все более кремнистыми и нечистыми. Литология верхней половины среднего миссисипия значительно более однообразна, за исключением северо-запада, где постепенно возрастает содержание глинистых пород в разрезе. На большей части территории эти отложения представлены слабо окремненными известняками, тонкозернистыми и окрашенными несколько темнее нижележащих. Некоторые пласты их имеют оолитовую структуру, в других — встречаются хорошо развитые жеоды кальцита.

Верхний миссисипий (честер), на долю которого приходится половина мощности миссисипских отложений, сложен чередующимися песчаными и известняково-глинистыми формациями; в Северном Арканзасе породы вверх по разрезу переходят от песчаников через глины к известнякам, минуя такое переслаивание, а в Оклахоме развиты преимущественно глинистые отложения.

Чередование формаций в верхнем миссисипии указывает на повторяющийся, цикличный характер седиментации, который еще более усилился в пенсильванский период. Сходные черты развития фиксируются небольшими несогласиями в основании слоев песчаников и в ряде мест наличием маломощных угольных пластов между песчаными и известняково-глинистыми формациями. Такой характер разреза начинается близ кровли среднего миссисипия отложением двух песчаных зон в известняковой толще и повторяется по меньшей мере 10 раз. Это тем не менее не буквальная копия разреза, характерного для области распространения хорошо развитых пенсильванских циклотем. Рассмотренные выше особенности миссисипского разреза, по-видимому, были обусловлены некоторым сокращением площади моря, понижением и колебаниями его уровня, а также седиментацией в условиях роста дельты, выдвигаемой крупной рекой, впадающей в море с северо-запада.

П е н с и л ь в а н и й (в е р х н и й к а р б о н). За исключением крайнего юга, пенсильваний в пределах Среднего Запада отделяется от более древних формаций несогласием, наиболее четко выраженным по сравнению с другими областями развития палеозойского разреза центральной части Северной Америки. Это так называемый комплекс Абсарока (по Л. Слоссу), возвещающий о начале следующего седиментационного мегацикла Абсарока. В Иллинойсе пенсильванские отложения выполняют эрозионные русла глубиной до 100 м и с юга на север пере-

крывают более древние породы (мощность 1500 м), вплоть до среднеордовикских. В некоторых местах Южного Иллинойса зарегистрированы предпенсильванские разломы («линеамент 38-й параллели», включающий зону разломов Раф-Крик). Аналогичные взаимоотношения отмечены и на других участках. Отложения нижнего пенсильвания известны лишь в Северном Арканзасе, где они в большинстве случаев литологически подобны нижележащему верхнему миссисипию. 5000-метровая толща песчаников и глин, которая южнее, в горах Уошито, была надвинута в северном направлении во время аппалачского орогенеза, сложена породами как миссисипского, так и пенсильванского возраста. Бóльшая часть палеозойского разреза Уошито отделяется от разреза Южных Аппалачей резкими фациальными изменениями.

Почти на всей территории Среднего Запада в основании разреза пенсильвания залегают десмойнезийские (среднепенсильванские) отложения. Нижняя часть десмойнезийской стратиграфической серии, как правило, имеет континентальное происхождение. Она начинается песчаниками, сменяющимися после маломощного глинистого прослоя пластами углей, в кровле которых залегают морские отложения с несколькими зонами или пачками, содержащими фауну. Толща венчается мощными немыми глинами. Выше отмечается циклическое повторение разреза: несколько циклотем, в разной степени развитых, сменяют друг друга в той же последовательности. Такой тип цикличности в более молодых пенсильванских отложениях не прослеживается.

Циклическая природа пенсильванских толщ лучше всего представлена в Иллинойсском бассейне, где многие циклотемы разделяются на две почти равные части — нижнюю континентальную и верхнюю морскую, отражающие краткие периоды внедрения мелководного моря. Этот «баланс» изменяется по направлению к западу, где континентальные пачки, в особенности угли и песчаники, нижних полуциклов постепенно уменьшаются в мощности и по площади распространения. Это свидетельствует о том, что трансгрессирующие краевые части моря постепенно надвигались на регион Среднего Запада в направлении с запада на восток. Аналогичным образом отмечаемые возрастание числа и мощности песчаных пачек и увеличение размера зерен осадков в южном и восточном направлениях приводят к выводу о поступлении обломочного материала из северо-западного наземного источника сноса.

П е р м ь. Пермские отложения, развитые только вдоль западной границы региона Среднего Запада от Небраски до Оклахомы, перекрывают пенсильваний без стратиграфического перерыва и без существенных литологических изменений. Нижняя часть разреза (вульфкемп) представлена главным образом переслаивающимися морскими известняками и глинами в системе не полностью развитых циклотем. Кверху разрез перерождается, известняки исчезают, глины становятся все более красноцветными: наблюдается переход к типично континентальному красноцветному разрезу с пачками гипсов и каменной соли. По мере продвижения к югу начало отложения красноцветов приурочено к все более нижним частям разреза; в них появляются прослои песчаников, иногда содержащие окаменевшие кости сухопутных позвоночных.

Мезозой. Мезозойские отложения в разрезе региона Среднего Запада развиты очень слабо. В течение мезозойской эры регион представлял собой более или менее низменную сушу, подвергавшуюся почти непрекращавшейся эрозии. Тектонические движения в позднем палеозое или в начале мезозоя привели к обновлению древних и формированию некоторых новых структур. Наиболее значительные движения этого типа произошли в складчато-блоковых горах Уошито, где встречены среднемеловые гранитоидные и перидотитовые интрузии. К востоку от плато Озарк тянется зона поднятий, расчлененная многочисленными разрывами, интрудированная телами перидотитов и образующая южную границу современного Иллинойсского бассейна («линеамент 38-й параллели»).

В некоторых местах Южного Иллинойса и прилегающих районов оказались размытыми более 1000 м отложений, так что верхнемеловые осадки Миссисипского залива, содержащие морскую фауну, непосредственно перекрывают дислоцированные породы палеозоя.

Кайнозой. В начале кайнозойской эры в центральной части Северной Америки не произошло каких-либо существенных перемен по сравнению с мезозойской эрой. Переход к кайнозою ознаменовался, по всей вероятности, только исчезновением заливов позднемелового моря.

Т р е т и ч н ы й п е р и о д. С наступлением третичного периода бóльшая часть Среднезападного региона превратилась в довольно ровную поверхность, или пенеплен. Это было результатом очень длительного воздействия эрозионных процессов, которое обусловило перемещение выходов границ формаций на значительные расстояния от своего первоначального положения и привело к формированию современного облика региона.

Не вызывает никаких сомнений, что многие палеозойские толщи отлагались на площади купола Озарк и на других крупных сводах рассматриваемой территории, однако границы распространения этих формаций не прослеживаются. На пенепленизированной поверхности в южной части региона Среднего Запада локализуются остаточные скопления, представленные песками и гравийниками кремнистых пород со следами глубокого ожелезнения (например, гравийные отложения Лафайет). В северной части региона поверхность пенеплена была несколько приподнята и отложения, если и распространялись некогда в этих районах, оказались почти полностью уничтоженными эрозией. Впрочем, на некоторых участках в верховьях Миссисипи и в долине нижнего течения р. Огайо встречаются песчано-гравийные скопления, которые, возможно, представляют собой останцы некогда более широко распространенных меловых и третичных отложений.

Ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я. Значительная сухость климата и активность глубокой эрозии в раннем плейстоцене привели к тому, что отложения этого периода практически отсутствуют в плейстоценовом разрезе региона. Более 1,5 млн. лет назад в Канаде образовался небрасский ледник — первый из четырех великих ледниковых покровов Северной Америки. Он распространился к югу и покрыл бóльшую часть площади Среднего Запада. Второй, или канзасский, ледниковый покров распространился еще дальше на юго-запад. Третий покров (иллинойсский) был наиболее обширным; очертания границ его максимального распространения приблизительно соответствуют современным руслам рек Миссури, Миссисипи и Огайо. Ледники переместили и отложили после таяния огромные массы пород. Выделяется покров моренных отложений, представленных глинами, галечниками и гигантскими эрратическими валунами. Эти отложения перекрывают палеозойские породы сплошным чехлом мощностью от 3 до 30 м, а на некоторых участках Мичигана достигающим даже 400 м. В Висконсине и на юге Индианы имеются обширные площади, не покрытые ледниковыми отложениями [Schneider A. F., 1970].

К югу от фронта ледников на больших площадях накапливались флювиогляциальные отложения, на которых в эпохи максимального похолодания развивалась в небольших масштабах перигляциальная тундра [Grüger E., 1972]. В сухих условиях максимального развития ледников и начала эпох их отступления под действием ветровой эрозии отлагались широкие полосы лёссовых осадков. Наиболее мощные лёссовые толщи обнаружены к востоку от долины среднего течения р. Миссисипи, в то время как днище долины сложено мощными гравийными отложениями. В промежутки между эпохами похолодания,

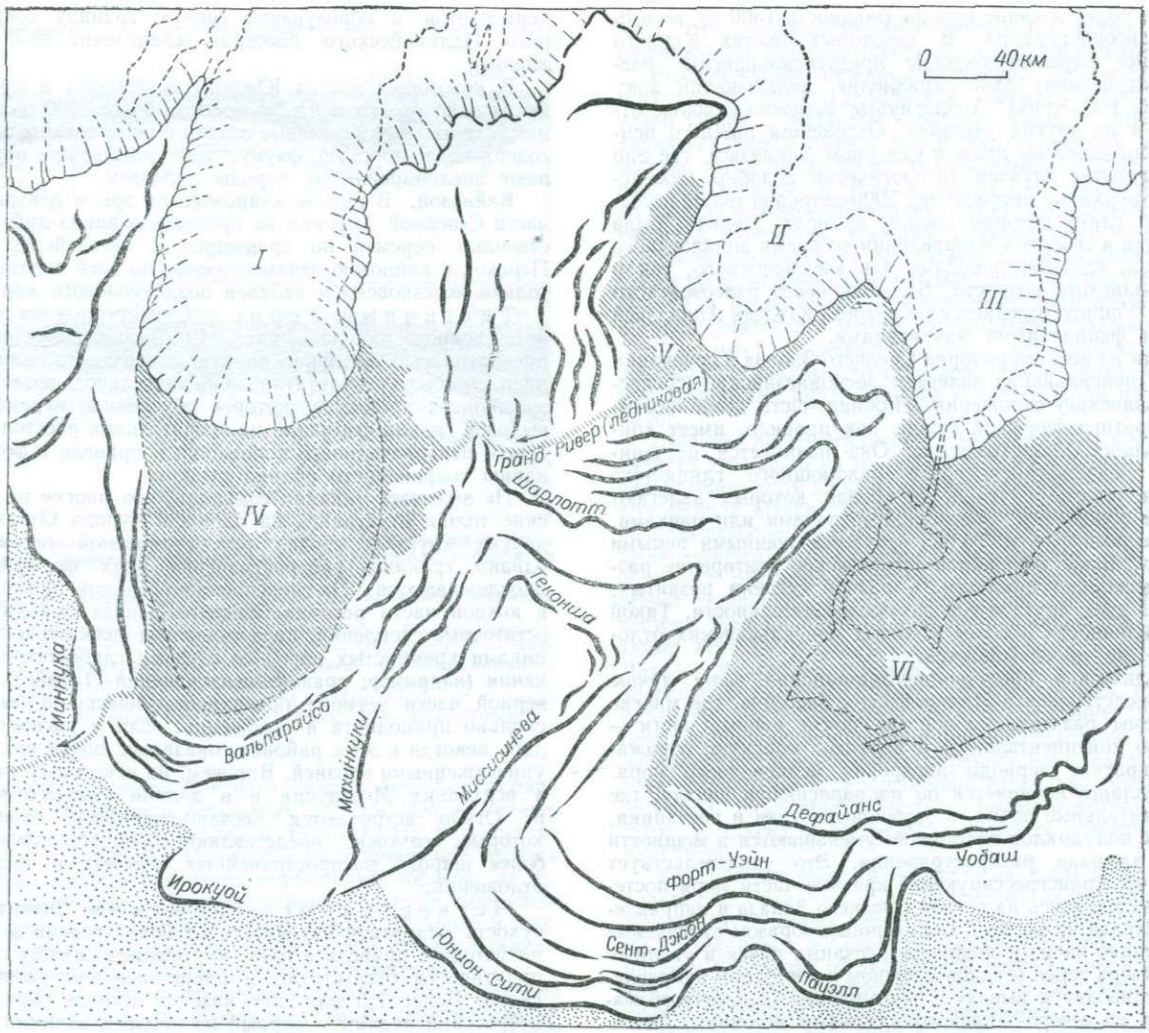


Рис. 40. Схематическая карта позднечетвертичных ледников восточной части района Великих озер.
I—III — ледниковые языки: *I* — Лейк-Мичиган, *II* — Сагино, *III* — Гурон; *IV—VI* — ледниковые озера: *IV* — Чикаго (стадия Гленвуд), *V* — Сагино, *VI* — Уитлесси; штриховая линия на юге — граница ледниковых отложений Кэри, жирная штриховая линия — граница ледника Гурон.

в межледниковье, климат становился влажнее и теплее современного. На лёссовых или моренных поверхностях росли леса и быстро развивались почвы. Возникавшие таким образом разрезы, сложенные лёссом, ледниковыми глинами и палеопочвами, дают много информации к познанию истории плейстоцена. Ледники способствовали выпахиванию впадин Великих озер; ледниковое подпруживание обусловило поворот стока некоторых рек к югу. Кроме того, влияние ледников привело к углублению русел некоторых рек, поскольку таяние льда сопровождалось обширными паводками и наклоном озерных бассейнов под воздействием изостатической реакции. Временные остановки отступающего ледника фиксируются цепочками конечноморенных гряд (рис. 40). Граница распространения ледниковых отложений Кэри («Кэри-Дрифт») соответствует заключительной стадии возобновления продвижения ледника в позднем плейстоцене, имевшем место около 16 000 лет назад (моренные отложения локализованы к югу от Великих озер). После быстрого (но имеющего цикличный характер) отступления ледника сформировались значительные моренные гряды. Ледниковые озера Уитлесси и Чикаго образовались в интервале 14 000—13 000 лет назад; при этом основной речной сток проходил в юго-западном направлении, по ледниковым рекам Гранд-Ривер и Иллинойс. Изостатические колебания, а впоследствии таяние льдов привели к перемещению озер к северу; в результате речной сток на протяжении нескольких столетий был направлен на восток, к системе Мохавк-Гудзон и в конечном счете в долину р. Св. Лаврентия.

Современный геоморфологический облик всего Среднезападного региона, за исключением его южной части, в значительной степени является результатом ледниковой деятельности. Последний ледниковый покров (висконсинский) начал таивать в регионе 15 000 лет назад, а из района Великих озер исчез около 9000 лет назад. Голоцен характеризовался на севере значительным поднятием вследствие изостатической реакции; это фиксируется многочисленными озерными и речными террасами, на которых развились «межледниковые» почвы.

Полезные ископаемые

Средний Запад очень богат полезными ископаемыми. Иллинойсский бассейн с прилегающими участками территорий Юго-Восточной Индианы и Западного Кентукки является одним из крупнейших в мире каменноугольных бассейнов позднекарбонового возраста. В других частях региона также имеются месторождения каменных углей, однако значительно меньшие по масштабу. Бóльшая часть железной руды США добывается из докембрийских пород Миннесоты, Мичигана и Висконсина. Запасы наиболее богатых руд уже почти выработаны, но руды более низкого качества продолжают успешно разрабатываться во все возрастающем объеме. В этой провинции расположены многие из наиболее крупных и продуктивных нефтяных и газовых месторождений мира. Они приурочены к палеозойским толщам Иллинойса, Индианы, Мичигана, Огайо и Кентукки, развитым восточнее р. Миссисипи, и к толщам Оклахомы и Канзаса к западу от нее. Продуктивны в нефтегазоносном отношении все отложения — от ордовика до пенсильвания.

Значительная часть свинцово-цинковых руд США добывается на трех участках региона: в районе Тристейт, расположенном на общей границе штатов Миссури, Канзас, и Оклахома; в районе стыка границ штатов Иллинойс, Айова и Висконсин, а также в пределах округа Флэт-Ривер на юго-востоке Миссури. Оруденение приурочено к известнякам кембрия, ордовика и миссисипия. Иллинойсский свинец в свое время играл ведущую роль на мировом рынке, но теперь многие залежи свинцовых руд практически выработаны. Производится также добыча барита.

Некогда Южный Иллинойс и Западный Кентукки были главными источниками американского флюорита, однако за последние годы добыча резко снизилась. Флюорит образует жильные и пластовые залежи, связанные со сбросами, секущими миссисипские известняки.

В Юго-Западной Индиане сосредоточено самое крупное в США производство строительного камня. Здесь миссисипские известняки режут на блоки, которые транспортируют по всей стране, а также за границу. Из мощных пластов силурийских соленосных пород бассейна Мичиган путем выщелачивания в скважинах добывают каменную соль; в Канзасе пермскую соль добывают шахтным способом. В нескольких глубочайших в мире шахтах на южном берегу оз. Верхнего добывают медные руды из пород докембрия. Высококремнеземистые пески, главным образом среднеордовикского возраста, служат сырьем стекольной промышленности. Заслуживает также упоминания такое минеральное сырье, как цемент, гипс, известь, асбест и, разумеется, огромные объемы бутового камня, песка и гравия, используемых в строительстве.

Дж. М. Уэллер

РЕГИОН НОВАЯ АНГЛИЯ

Обычно Новой Англией называют территорию, охватывающую шесть самых северо-восточных штатов США, однако геолого-географический регион, описываемый в этом разделе, распространяется также на запад, через долину р. Гудзон в район Адирондак штата Нью-Йорк и на северо-запад, к р. Св. Лаврентия в Квебеке (рис. 41). Этот более обширный регион представляет собой сегмент Аппалачского орогенического пояса длиной около 800 и шириной около 300 км. К региону Новая Англия с юго-запада примыкает другой сегмент подвижного пояса — собственно Аппалачский регион, но связь между ними нарушается около г. Нью-Йорк, где внутренние зоны горного пояса перекрыты более молодыми отложениями или находятся под уровнем океана. На северо-востоке регион непосредственно смыкается с Канадскими Аппалачами п-ова Гаспе и морских провинций (см. Канада).

Регион Новая Англия сложен деформированными в разной степени породами, позднее подвергшимися продолжительной эрозии; в результате образовался современный рельеф — горы, плато и низменности, расположенные менее ориентированно, чем морфоструктуры Аппалачского региона, находящегося юго-западнее.

Наиболее линейно выдержанная горная цепь данного региона протягивается от Гудзонского нагорья в направлении на север через горы Беркшир-Хилс и Грин-Маунтинс, расположенные в западной части Новой Англии, и далее на северо-восток к горам Саттон в Квебеке (рис. 41). Эти горные системы, как и Голубые горы Аппалачей, сложены преимущественно кристаллическими породами.

К западу от основной горной цепи протягивается полоса низменностей и гор, сложенных дислоцированными осадочными породами, которые простираются от провинции Хребтов и Долин штата Пенсильвания на север вдоль долин Гудзон и Чемплейн к р. Св. Лаврентия. В южной части этой полосы расположены горы Таконик, сложенные преимущественно метаосадочными породами. К западу от низменностей располагаются горы Кэтскилл, образующие северо-восточное окончание Аппалачских плато, и далее на север — горы Адироидак, останец Лаврентийского нагорья Канадского щита.

К востоку от главного водораздела, в области развития метаморфических и интрузивных пород, в рельефе наблюдаются отдельные горные группы и узлы. Крупнейшая группа — горы Уайт-Маунтинс в штате Нью-Гемпшир, отличающиеся наиболее расчлененным в Новой Англии рельефом и самыми высокими вершинами (гора Вашингтон, 1902 м). Далеко на востоке, в центре штата Мэн, расположен небольшой изолированный горный узел — гора Катадин. В межгорных понижениях и в предгорьях наблюдается расчлененный холмистый рельеф; при этом многие вершины согласуются с положительными структурами. Отмечается общее понижение рельефа в направлении на юго-восток, к побережью Атлантики. Вдоль р. Коннектикут от зал. Лонг-Айленд протягивается полоса низменностей, следующая структурным простираниям и заканчивающаяся между горами Грин-Маунтинс и Уайт-Маунтинс.

Вдоль большей части Атлантического побережья Новой Англии метаморфические и изверженные породы фундамента залегают непосредственно на дне моря, в том числе в пределах затопленных бухт, а также обнажаются на выступающих из-под воды островах. Атлантическая прибрежная равнина, сложенная юго-западнее рассматриваемого региона отложениями мезозоя и кайнозоя, представлена здесь только подводной (шельфовой) зоной, хотя отдельные ее участки возвышаются над водной поверхностью в виде островов, расположенных в южной части провинции, а также обнажаются на м. Кейп-Код. Правда, здесь они перекрыты довольно мощными толщами конечной морены (рис. 42). Изостатическое поднятие, наступившее после дегляциации, сменилось очень медленным погружением, продолжавшимся в течение последних нескольких тысячелетий и обусловившим новое затопление территории. Северо-восточнее м. Кейп-Код продолжение Примексиканской равнины образует отмель Джорджес-Банк, расположенную между зал. Мэн и краем континентального шельфа.

Бóльшая часть площади региона Новой Англии дренируется на юг и юго-восток, в Атлантический океан, реками Гудзон, Коннектикут и еще несколькими короткими реками, протекающими на северо-востоке региона. Однако часть стока осуществляется на северо-запад, в р. Св. Лаврентия (рис. 41). Бóльшая часть бассейна р. Св. Лаврентия расположена на канадской территории. Однако она протягивается достаточно далеко к югу вдоль западной границы штата Вермонт, включая окрестности

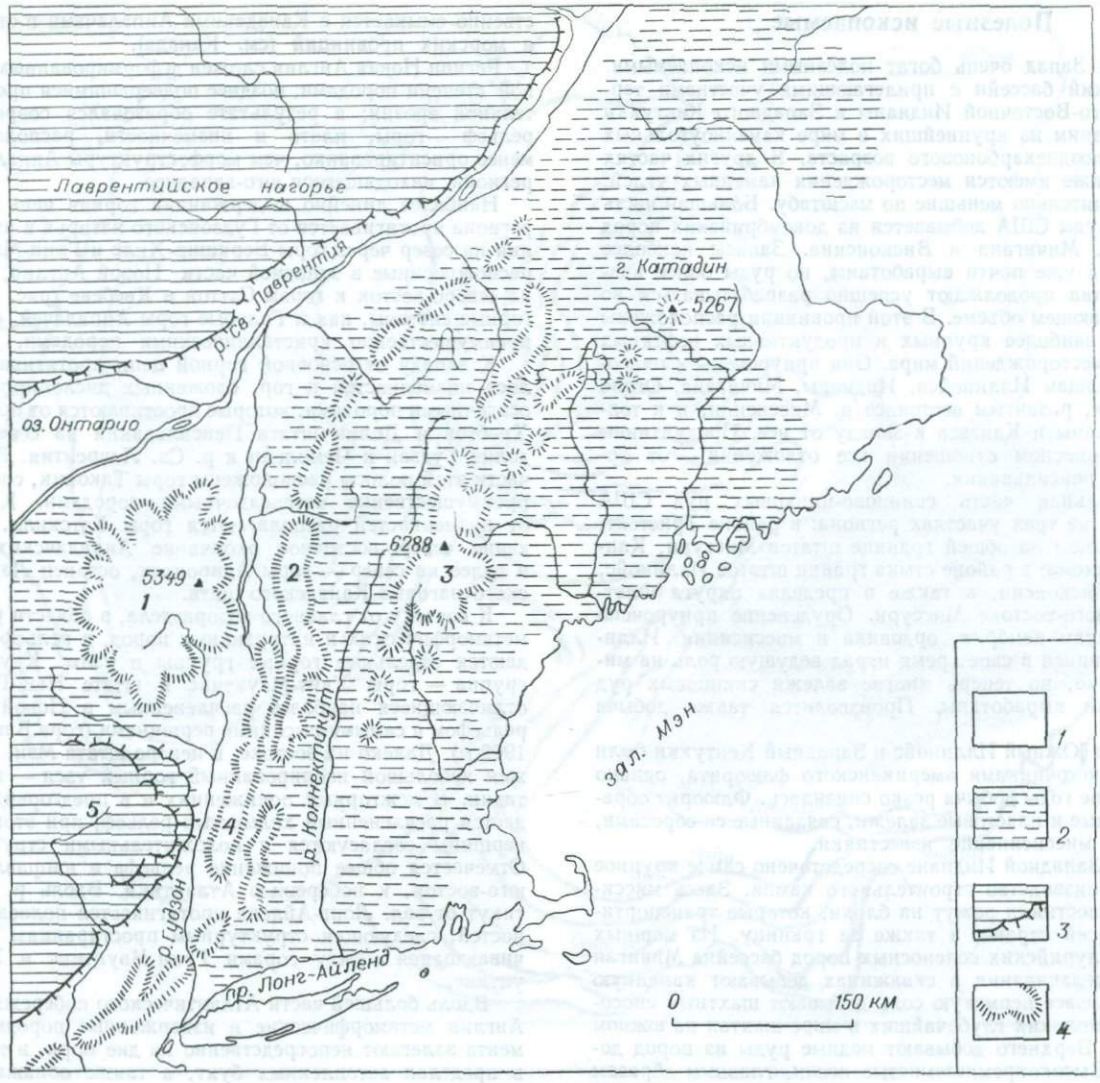


Рис. 41. Карта Новой Англии, отражающая основные особенности рельефа этого региона.

1 — равнины и низменности; *2* — области развития низкого, сильно расчлененного рельефа; *3* — плато, ограниченные уступами (*1* — Адирондак, *2* — Грин-Маунтинс, *3* — Уайт-Маунтинс, *4* — Таконик, *5* — Кэтскилл); *4* — горы. Высотные отметки даны в футах (1 фут = = 0,305 м).

оз. Шамплейн. Вдоль водораздела этих бассейнов расположены два наиболее низких участка Аппалачских гор; они лежат по обе стороны гор Адирондак — один между р. Гудзон и оз. Шамплейн, с абс. отметкой 44 м, и другой — между р. Могавк (западной ветвью Гудзона) и Великими озерами, где абсолютные отметки достигают 190 м.

Рельеф региона Новая Англия был существенно преобразован в процессе четвертичных оледенений, когда даже самые высокие вершины были погребены под толщами материковых льдов. Они срезали имевшийся покров выветрелых образований и обнажили на многих участках коренные породы, заполнили межгорные впадины толщами наносов и значительно нарушили речную систему. Перед началом и после завершения континентального оледенения рельеф высокогорных зон также моделировался местными каровыми ледниками.

До начала притока европейских переселенцев весь регион Новая Англия, за исключением вершин, возвышавшихся над линией распространения лесов, был покрыт густыми лесами. Однако до середины XIX в. леса непрерывно вырубались под посевные земли. С тех пор значительная часть этих земель была заброшена, и они вновь заросли лесами. Тем не менее северная часть штата Мэн всегда оставалась залесенной, хотя и подвергалась многочисленным порубкам с целью заготовки древесины. Южная часть региона сейчас отличается контрастом между густонаселенными городскими и пригородными районами и безлюдными пространствами лесных массивов.

Краткие исторические сведения

Покров рыхлых отложений, развитый на территории Новой Англии, издавна возбуждал интерес геологов, однако то, что он представляет собой продукт материкового оледенения, не было полностью осознано до тех пор, пока этим вопросом не занялся Л. Агассиз [1847 г.], ранее

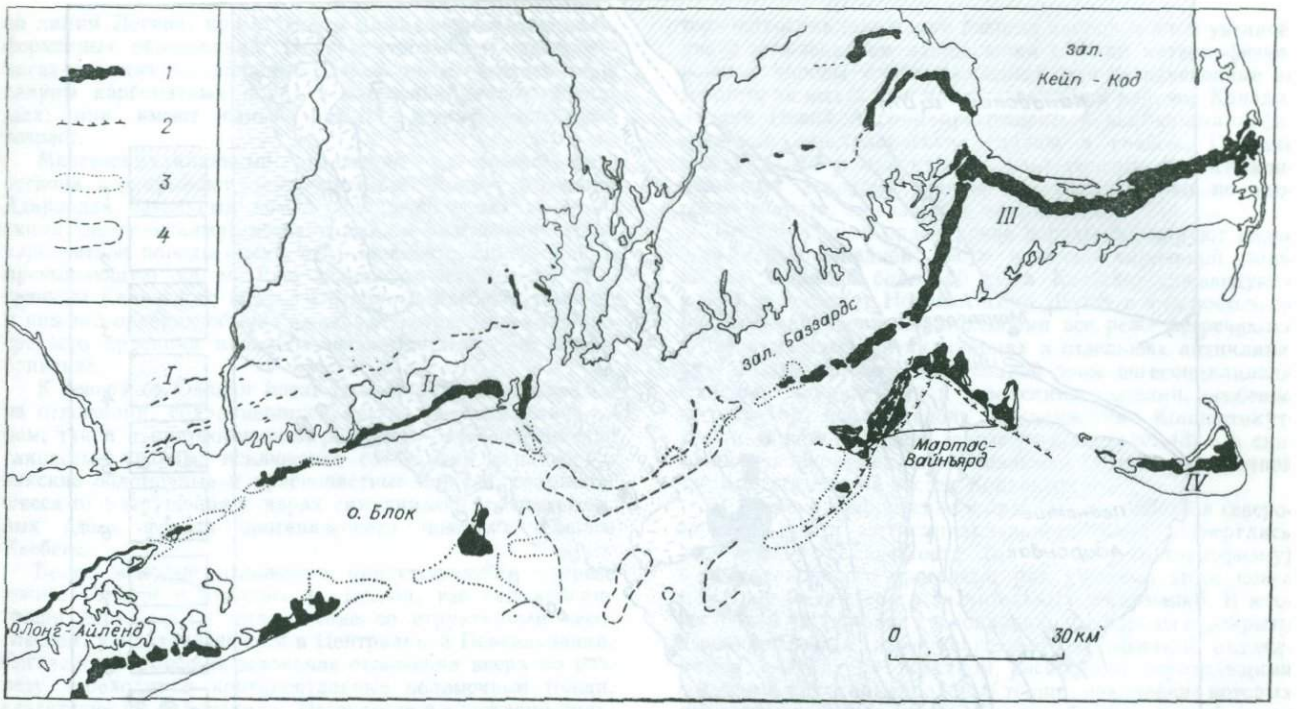


Рис. 42. Верхнеплейстоценовые отложения и морены южной части региона Новой Англии, частично затопленные в результате послеледникового эвстатического поднятия уровня Мирового океана [Schafer J. P., Hartshorn J. H., 1965].

1 — морены (*I* — Ледъярд, *II* — Чарлстон, *III* — Сэндвич, *IV* — Нантакет); *2* — край ледника; *3* — подводные гряды; *4* — площади распространения грубозернистых донных отложений.

предложивший ледниковую интерпретацию аналогичных образований в Европе. Большой интерес привлекали также триасовые отложения долины р. Коннектикут, особенно после открытия в 1836 г. Э. Хичкоком отпечатков ископаемых динозавров. Строение дотриасовых пород региона долго оставалось очень слабо изученным, несмотря на то, что в Новой Англии размещался ряд ведущих научных организаций США и работали многие крупные геологи.

В ходе первых геологических съемок территории штата Нью-Йорк (с 1836 по 1843 гг.) Дж. Холл и его коллеги довольно быстро расшифровали строение полого наклоненных, богатых окаменелостями отложений его западной части. Этот разрез стал стратотипическим для палеозоя большей части востока США; на материалах этого разреза Г. Холл получил первые данные для геологических обобщений.

Ряд важных наблюдений на северо-западной границе Новоанглийского сегмента Аппалачского орогенического пояса были сделаны У. Логаном. Особенно важно обнаружение им вдоль северо-западной границы Аппалачского пояса, в Квебеке, крупной зоны нарушений, названной позднее «линией Логана». В результате исследований, проведенных в конце XIX в. Б. К. Эмерсоном в Массачусетсе и обобщенных при составлении карты, опубликованной в 1917 г., впервые дотриасовый палеозойский разрез был расчленен на системы. Несмотря на это, официальная карта, изданная в 1932 г., по-прежнему относила бóльшую часть дотриасовых образований Новой Англии к докембрию.

В 30-х годах нашего столетия под руководством М. П. Биллингса начался новый этап изучения дотриасовых пород региона. В процессе детального картирования территории вдоль речной сети был выделен ряд формаций, даже в сильно метаморфизованных породах обнаружены окаменелости, составлен геологический разрез и выявлен общий характер строения интрузивов. Однако многое еще предстоит сделать, особенно в связи с интерпретацией строения региона с позиции тектоники плит [Bird J. M., Dewey J. F., 1970].

Стратиграфия

Бóльшая часть поверхности региона Новая Англия сложена древними палеозойскими осадочными и вулканическими породами, среди которых имеются интрузии самого различного возраста. На остальной части территории развиты древние породы докембрийского фундамента и более молодые палеозойские и триасовые образования. Третично-меловые отложения Приатлантической равнины перекрывают фундамент на юго-востоке; четвертичные ледниковые наносы образуют несогласно залегающий чехол. Большинство палеозойских пород представлено в эвгеосинклинальных фациях, но узкая зона на западе, сливающаяся с платформенными отложениями внутренней части материка, относится к миогеосинклинали. Течение палеозойской истории региона нарушалось тремя основными фазами орогенеза; в южной его части, кроме того, отмечались проявления сильного регионального метаморфизма (рис. 43).

Докембрий. Докембрийские породы широко представлены в северо-западной части региона Новая Англия, на Канадском щите к северо-западу от р. Св. Лаврентия и на удаленном Адирондакском поднятии (рис. 46). Эти участки входят в состав провинции Гренвилл, характеризующейся развитием пород среднепротерозойского возраста, что в общем согласуется с данными изотопных возрастных определений (около 1 млрд. лет). Породы включают парагнейсы, кристаллические парасланцы и мраморы гренвильской серии, а также от мелких до крупных внедрения сиенитов, анортозитов и других интрузивных пород.

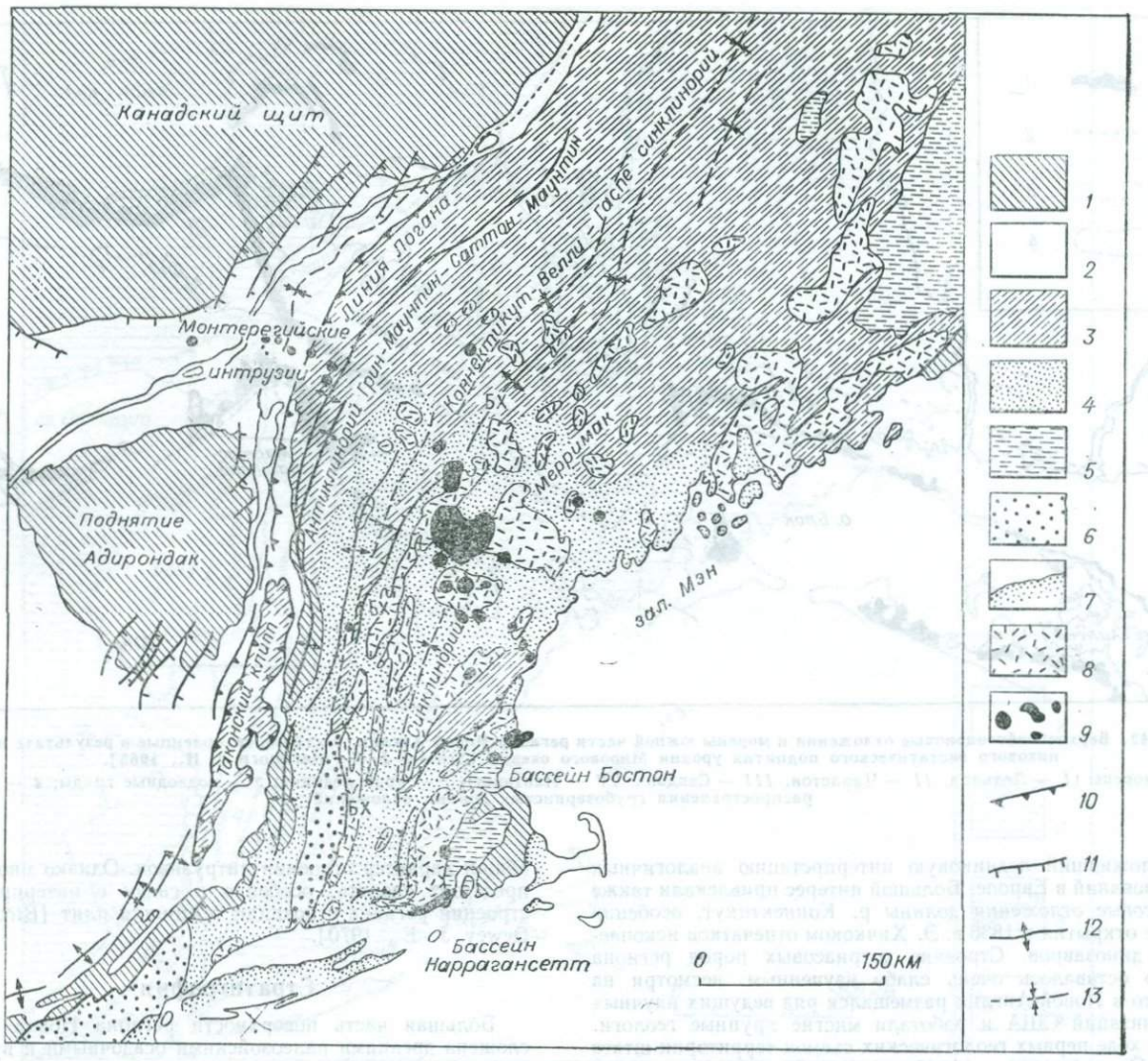


Рис. 43. Карта основных геолого-структурных элементов Новой Англии.

1 — породы фундамента (протерозой); *2* — палеозойские миогеосинклинальные и платформенные отложения (кембрий — девон); *3* — палеозойские эвгеосинклинальные отложения, неизмененные или слабо метаморфизованные (кембрий—девон); *4*—те же отложения, сильно метаморфизованные; граница с предыдущими (*3*) проводится по изограде граната; *5* — более молодые палеозойские породы (главным образом миссисипские и пенсильванские); *6* — триасовые породы; *7* — граница распространения меловых и третичных отложений прибрежной равнины; *8* — граниты от синорогенных до ранне-посторогенных (ордовик—девон); *9* — посторогенные граниты и другие интрузивные породы (поздний палеозой, ранний мезозой и мел); *10* — взбросы (зубчики — на приподнятых крыльях); *11* — нормальные сбросы (штрихи — на опущенных крыльях); *12* — антиклинали; *13* — синклинали; *БХ* — антиклинорий Бронсон-Хилл.

Очень сходные и широко коррелируемые с образованиями этой серии метаморфические и интрузивные породы, переработанные в ходе палеозойских орогенических движений вблизи северо-западной границы Аппалачского горного пояса, вдоль водораздельной линии гор Гудзон, Беркшир-Хилс и Грин-Маунтинс подверглись складчатости и были нарушены разрывами. Они также облекают гнейсовые купола несколько восточнее этого района.

На востоке региона докембрийские породы глубоко погребены, но снова обнажаются в юго-восточной части Нью-Брансуика и в Юго-Восточном Массачусетсе. Эти докембрийские образования моложе гренвильских и входят в состав позднепротерозойского складчатого пояса Авалон (см. Канада, Атлантические провинции). Гранодиориты Массачусетса имеют возраст 580 млн. лет (результат «вторичного прогрева»?), однако они перекрыты породами нижнего кембрия.

Миогеосинклинальные и связанные с ними древнепалеозойские породы. Разрез миогеосинклинальных пород хорошо обнажен к востоку от оз. Шамплейн в штате Вермонт, вдоль границы орогенического пояса, где мощность их составляет 2500 м. Докембрийское ядро гор Грин-Маунтинс перекрывается нижнекембрийскими обломочными породами, в том числе мощными чеширскими кварцитами; выше залегают нижнекембрийские — среднеордовикские карбонатные породы, за которыми следуют среднеордовикские глинистые сланцы. Эти породы протягиваются вдоль границы орогенического пояса в направлении на юг, в Пенсильванию, и выклиниваются к северу, в Квебеке, где эвгеосинклинальные толщи непосредственно,

по линии Логана, примыкают к площади развития платформенных образований. От существовавшего здесь некогда миогеосинклинального разреза ныне остались лишь валуны карбонатных пород в эвгеосинклинальных толщах; они имеют самый разный древнепалеозойский возраст.

Миогеосинклинальные отложения на северо-западе региона перекрывают платформенные. Вокруг поднятия Адирондак базальный комплекс сложен верхнекембрийскими (потсдамскими) песчаниками, а залегающие выше карбонатные породы имеют здесь мощность, лишь немного превышающую 300 м. Еще дальше на платформе, близ границы Канадского щита в Онтарио и Квебеке, кембрий и нижний ордовик обычно выпадают из разреза и породы среднего ордовика налегают непосредственно на докембрийские.

К северу от Олбани (штат Нью-Йорк) самые молодые из отложений, сохранившихся как в миогеосинклинальном, так и в платформенном разрезе, — это ордовикские глинистые сланцы; исключение составляют верхнеордовикские обломочные и красноцветные породы, сохранившиеся от разрушения в ядрах синклиналей, расположенных вдоль фронта орогенического пояса в Южном Квебеке.

Более молодые отложения присутствуют в разрезе южнее Олбани и западнее р. Гудзон, где силурийские толщи перекрывают ордовикские со структурным несогласием, увеличивающимся в Центральной Пенсильвании. Согласно залегающие девонские отложения вверх по разрезу переходят в континентальные обломочные толщи, слагающие горы Кэтскилл. Несогласие в основании силурийского разреза фиксирует проявление позднеордовикской таконской орогении, а складчатость и развитие континентальных отложений девона свидетельствуют о поднятии в более восточных районах в связи со средне- и позднедевонским акадским орогенезом.

На востоке штата Нью-Йорк и на западе Новой Англии миогеосинклинальный разрез расчленен и перекрыт знаменитым «Таконским клиппеном». Этот покров представлен эвгеосинклинальной толщей глинистых сланцев и граувакк; содержащиеся в его породах окаменелости характеризуют тот же возраст, что и для миогеосинклинальных отложений, — от раннего кембрия до среднего ордовика. Таконский покров является, скорее всего, гигантским аллохтоном, надвинутым в западном направлении, к месту его современного положения. Надвигание происходило во время накопления ордовикских пород, обломки которых обнаружены в этом клиппене; толща таконского аллохтона несогласно перекрывается базальными слоями девонских отложений в горах Биркрафт (к югу от Олбани).

Эвгеосинклинальные нижнепалеозойские отложения. Эта толща характеризуется значительно большей мощностью, чем развитые западнее миогеосинклинальные породы. Она сложена преимущественно аспидными сланцами, граувакками и вулканитами с подчиненными карбонатными породами и кварцитами. Они имеют не только кембрийский и ордовикский, но также силурийский и девонский возраст.

Эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный разрезы, приуроченные к противоположным, близко расположенным друг к другу склонам антиклинория Грин-Маунтинс (штат Вермонт), резко различаются по своему строению. Значительные вариации в последовательности отложений эвгеосинклинального разреза отмечаются вкрест простирания структур и в меньшей степени — по их простиранию. Эти вариации состоят в том числе в изменениях объема вулканогенного материала, резкой смене глубоководных отложений мелководными и т. д. Такие особенности строения толщи предполагают существование в период седиментации вулканических поясов, а также непосредственную близость друг к другу глубоководных зон и морского мелководья. На рассмотренные выше изменения характера эвгеосинклинального разреза накладывается увеличение в юго-западном направлении степени метаморфизма, поэтому породы, слабо измененные или не измененные на территории штата Мэн или близлежащих районов Канады, на юге Новой Англии превращены в высокометаморфизованные кристаллические сланцы и гнейсы. Граница между слабо и значительно измененными эвгеосинклинальными породами проходит приблизительно по изограде граната, показанной на рис. 43.

Кембрийские и ордовикские породы формируют вдоль всей северо-западной части эвгеосинклинальной зоны полосу шириной более 80 км в Квебеке, сужающуюся к югу, в пределах Новой Англии. Далее в юго-восточном направлении образования кембрия все реже встречаются в развитых здесь антиклинориях и отдельных антиклиналях. Бо́льшая часть центральной зоны эвгеосинклинали сложена силурийскими и девонскими толщами, особенно в широкой полосе вдоль синклинория Коннектикут-Велли—Гаспе на северо-западе региона (рис. 43) и в синклинории Мерримак, протягивающемся из юго-восточной части штата Мэн на восток Коннектикута.

В Квебеке кембрийские и ордовикские породы в северо-западной части эвгеосинклинального пояса подверглись интенсивной складчатости (но слабому метаморфизму) в ходе таконского орогенеза; ряд участков этого пояса с тех пор не претерпел значительных деформаций. В юго-восточной части пояса дислоцированные породы перекрыты песчанистыми и известковистыми шельфовыми отложениями силура, на коротком расстоянии переходящими в мощные эвгеосинклинальные толщи, накопление которых продолжалось и в девоне. Таким образом, в этой части региона отмечается двухфазное развитие эвгеосинклинали. Вторая фаза завершилась континентальными отложениями, содержащими остатки растений раннедевонского возраста, сохранившимися в некоторых относительно глубоко погруженных синклиналях на северо-востоке штата Мэн. В юго-восточной и южной частях Новой Англии двухфазный характер развития эвгеосинклинали проявился не столь отчетливо. Силур местами с несогласием залегает на ордовике, а в Нью-Гэмпшире он даже несогласно перекрывает позднеордовикскую плутоническую серию Хайлендкрофт. В остальных местах обе системы залегают, по-видимому, согласно. В целом таконские структуры нарушены и замаскированы последующими акадскими орогеническими движениями.

Верхнепалеозойские отложения. Верхнепалеозойские породы на юго-востоке Новой Англии сохранились лишь в виде останцов (рис. 43), они деформированы и изменены слабее древнепалеозойских, что объясняется воздействием на последние акадского орогенеза. Это преимущественно континентальные осадки — фангломераты, красноцветы, угли и вулканиты, но на юго-востоке, в Нью-Брансуике, встречаются морские отложения и эвапориты. Наиболее древние образования, включая формации Перри и Маплтон (восточная часть штата Мэн), имеют позднедевонский возраст, однако породы Нью-Брансуика относятся в основном к миссисипским и пенсильванским. На о. Принс-Эдуард они перекрыты пермскими красноцветами (см. Канада, Атлантические провинции). Верхнепалеозойские отложения бассейнов Наррагансетт и Бостон Род-Айленда и Восточного Массачусетса (включая спорные «тиллиты» Квантум), возможно, по большей части имеют пенсильванский возраст, хотя фаунистическое подтверждение получено для всех частей разреза.

Пенсильванские красноцветы на значительной площади Центрального Нью-Брансуика (рис. 43) залегают практически горизонтально, хотя нижняя часть даже этого разреза более дислоцирована. Степень ее складчатости возрастает к юго-востоку, что отражает воздействие позднепалеозойской аллеганской орогении. Отложения бассейнов Бостон и Наррагансетт смяты в крутые складки, причем залегающие здесь угли большей частью превращены

в графит. Позднепалеозойские толщи самой южной части штата Род-Айленд сильно метаморфизованы, особенно вблизи пенсильванских или более поздних гранитных интрузивов.

Триасовые породы. Верхнетриасовые отложения группы Ньюарк сопоставимы с верхним триасом более юго-восточных территорий Аппалачского региона и слагают опущенный блок зоны, протягивающейся вдоль Коннектикутской долины, а также некоторые небольшие останцы на юге Новой Англии; кроме того, ими сложена еще одна зона вдоль зал. Фанди в Новой Шотландии; последняя тянется на некоторое расстояние к юго-западу под дном зал. Мэн. Триасовые породы представлены континентальными красноцветами и аркозами с небольшим числом прослоев более мелкозернистых разностей, а также несколькими лавовыми потоками; отмечается присутствие пластовых интрузий и штоков. Весь разрез триаса имеет посторогенный характер; его отложения мало изменены, полого наклонены и разбиты нормальными сбросами различной амплитуды.

Интрузивные породы. Интрузивные породы встречаются в виде небольших сильно удлиненных тел и линз во вмещающих породах непосредственно к юго-востоку от антиклинория Грин-Маунтинс—Саттон и достигают наибольшего развития в Юго-Восточном Квебеке. Полагают, что возраст их большей частью ордовикский. Значительную часть бывшей эвгеосинклинальной области Новой Англии слагают гранитоидные породы. Они характеризуются различным петрографическим составом и внедрялись на протяжении длительного интервала времени — от раннего палеозоя до мезозоя.

*Наиболее древние гранитоидные породы имеют до*силурийский, возможно, ордовикский, возраст; их эродированные поверхности местами перекрыты силурийскими отложениями. Интрузивный комплекс включает хайландкрофтскую и оливерскую плутонические серии Нью-Гэмпшира, несколько изверженных тел, обнаруженных в штате Мэн, а также в Массачусетсе и Коннектикуте. Оливерская серия выделяется характерной структурой массивов, она образует ряд куполов вдоль восточного борта долины Коннектикут и прослеживается от Нью-Гэмпшира в пределы Коннектикута, где залегает почти согласно с перекрывающими породами. Хотя ее породы, как и других интрузивных комплексов, имеют гранитный состав, они могли частично сформироваться в результате повторного расплавления кислых магматических пород, которые первоначально входили в состав супракрустального комплекса.

Значительно шире в Новой Англии распространены гранитоидные породы среднепалеозойского возраста. Изотопным методом для них определяется довольно последовательный и выдержанный абсолютный возраст от 350 до 400 млн. лет, в целом совпадающий по времени с проявлением акадской складчатости (это частично синорогенные, частично раннепосторогенные образования). Среди них есть как конкордантные пластовые интрузии, так и секущие тела. В Нью-Гэмпшире описанные выше породы выделяются под названием нью-гэмпширской плутонической серии.

Более молодые граниты целиком относятся к посторогенным и, как правило, имеют более щелочной состав. В качестве примера можно привести вулкано-плутоническую серию Уайт-Маунтинс (Нью-Гэмпшир), образующую характерный ряд кольцевых даек; некоторые из них содержат останцы поверхностных вулканических пород. Серия Уайт-Маунтинс — раннеюрская, с изотопным возрастом около 185 млн. лет, однако щелочные породы более южных районов Новой Англии имеют позднепалеозойский возраст. Наиболее древние из них предшествовали отложению пенсильванских толщ бассейнов Бостон и Наррагансетт. К югу от бассейна Наррагансетт пенсильванские отложения интрудированы нормальными гранитами.

Наиболее молодые плутонические породы, монтерегийские интрузии (рис. 43), образуют цепь штоков к востоку от Монреаля, по имени которого они названы, в платформенной зоне, протягивающейся вдоль внешней границы орогенического пояса. По данным изотопных определений эти интрузии относятся к меловому периоду.

Тектоника

Южная часть региона Новой Англии ограничена на западе палеозойскими платформенными отложениями, образующими синклинорий, погружающийся на юго-запад, под Аппалачские плато. Далее к северу породы докембрийского фундамента поднятия Адирондак и Канадского щита примыкают к фронтальной зоне подвижного пояса; покров платформенных отложений здесь развит менее широко (рис. 43). И фундамент, и платформенный покров местами разбиты нормальными сбросами.

На протяжении от Квебека до Вермонта фронт подвижного пояса совпадает с крупным нарушением линии Логана — пологого надвига со значительным смещением; к северо-западу от него залегают породы докембрийского фундамента или пологопадающие платформенные отложения, а к юго-востоку — интенсивно складчатые и нарушенные разрывами кембрийские и ордовикские эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные образования. Дальше на юг зона надвигов по фронту подвижного пояса перестает быть непрерывной, она осложняется структурным несогласием между наклоненными силурийскими и девонскими толщами и значительно более дислоцированными ордовикскими.

«Таконский клипп», образующий покров («плавающий») на миогеосинклинальных отложениях в тыловой части фронтальных структур подвижного пояса, по-видимому, представляет собой аллохтон, надвинутый на область развития этих отложений из восточнее расположенного района по двум (или более) пологим надвиговым плоскостям. Однако небольшая мощность таконского покрова и некомпетентный характер слагающих его пород вызывают серьезные сомнения в его тектоническом происхождении, обусловленном надвигообразованием, и приводят к мысли о правомерности концепции гравитационного оползания гигантских масштабов.

В тыловой части фронтальных структур подвижного пояса докембрийские породы провинции Гренвилл образовали ряд поднятий, протягивающихся в виде цепочки от Гудзонского нагорья на север, вдоль Таконского покрова, до гор Беркшир-Хилс и Грин-Маунтинс. Хотя в северном направлении, в пределах штата Вермонт, докембрий погружается под палеозойские отложения, поднятие в перекрывающих породах протягивается далеко к северо-востоку на территорию Квебека в виде антиклинория гор Саттон (рис. 43).

Район преобладания эвгеосинклинальных пород к юго-востоку от этой цепи поднятий характеризуется интенсивной складчатостью, а в глубоко метаморфизованной южной части — крупномасштабными пластическими деформациями. Несмотря на это, разрывных нарушений здесь немного и пологие надвиги отсутствуют. Наиболее значительные разрывы на этой территории, по-видимому, имеют триасовый возраст (например, сбросы, ограничивающие впадины, выполненные отложениями посторогенного триаса). Эвгеосинклинальные толщи значительно дислоцированы и образуют ряд крупных антиклинориев и синклинориев, полоса которых в неметаморфизованной северо-восточной части района имеет ширину 300 км, но сужается вдвое на юго-востоке, в метаморфизованной зоне.

Непосредственно юго-восточнее цепи докембрийских поднятий и ее продолжения в горах Саттон располагается

синклинорий Коннектикут-Велли—Гаспе; он протягивается от восточной оконечности п-ова Гаспе на территорию Коннектикута (рис. 43) и содержит в глубоко погруженных синклиналях породы вплоть до раннедевонского возраста. В области развития метаморфических пород, к югу от юго-восточной части Вермонта, синклинорий ограничен рядом облекаемых осадочным чехлом крупных гнейсовых куполов, представляющих собой повторно расплавленные породы фундамента, внедрившиеся в виде пластичных масс в толщу супракрустальных образований.

С юго-востока (восточнее р. Коннектикут) синклинорий граничит с антиклинорием Бронсон-Хилл (рис. 43), где на поверхность выходят базальные слои чехла (но не сам фундамент!). Примечательно, что узкая зона вдоль западного борта синклинория, протягивающаяся от Нью-Гэмпшира до Массачусетса, характеризуется значительно более низкой степенью регионального метаморфизма, чем аналогичная зона, приуроченная к восточному борту того же синклинория. Это обстоятельство оказало существенную помощь при расшифровке данного района Новой Англии.

Вблизи сводовой части антиклинория от Нью-Гэмпшира в южном направлении протягивается цепь облекаемых осадочными породами гнейсовых куполов. Они сходны с куполами упомянутого выше синклинория, но в ядрах их залегают скорее породы оливерской плутонической серии, чем породы фундамента. Супракрустальные породы в сводах куполов образуют пологие тектонические покровы шириной до нескольких километров, которые в Южном Нью-Гэмпшире надвинуты на запад, а в Восточном Коннектикуте — на восток. Структура антиклинория еще более осложняется крупными гранитными телами нью-гэмпширской плутонической серии, сконцентрированными вдоль его центральной зоны, и высокоамплитудными триасовыми нормальными сбросами; некоторые из них приводят в контакт породы различной степени метаморфизма. В числе этих сбросов нужно упомянуть разлом Аммонусек, тянущийся почти вдоль всего Нью-Гэмпшира; первоначально его интерпретировали как крутой надвиг.

За антиклинорием Бронсон-Хилл, ближе к побережью, расположен синклинорий Мерримак (рис. 43). Он подобен синклинорию Коннектикут-Велли, лежащему дальше к северо-западу, но, по всей вероятности, погружен глубже, так что в нем сохранились мощные толщи осадочного чехла, вплоть до девонских. На юге центральной части штата Мэн он слагает широкие площади слабо дифференцированных аспидных сланцев. В Нью-Гэмпшире, где степень метаморфизма выше, эквивалентные породы в осевой зоне синклинория представлены силлиманитовыми сланцами. Вдоль юго-восточного крыла располагается еще одна полоса слабо метаморфизованных пород, подобная той, которая проходит к западу от антиклинория Бронсон-Хилл. Структура супракрустального комплекса в Нью-Гэмпшире замаскирована крупными телами синорогенной нью-гэмпширской плутонической серии и посторогенной вулкано-плутонической серии Уайт-Маунтинс. В Массачусетсе большинству пород центральной части синклинория некогда приписывался пенсильванский возраст на основании сообщений о находках близ Уорчестера ископаемых растений, но бо́льшая часть отложений, несомненно, более древняя. В Коннектикуте, где структура синклинория сильно осложнена изоклинальными складками расположенного западнее антиклинория Бронсон-Хилл, первый сужается и выклинивается.

Род-Айленд и Восточный Массачусетс сложены комплексом древних пород палеозойского чехла и позднепротерозойскими (авалонскими) плутоническими образованиями. Эти породы образуют фрагмент антиклинория, сопоставимого с антиклинорием, протягивающимся вдоль той же оси на северо-восток, в юго-восточную часть Нью-Брансуика. На этот комплекс наложились более молодые палеозойские впадины — Бостон и Наррагансетт. Интенсивная складчатость осадочных пород этих впадин и их интрудированность гранитами указывают на то, что более ранняя структура антиклинория была сильно переработана в ходе позднепалеозойских деформаций.

Триасовые отложения долины р. Коннектикут наклонены на восток, к крупному ограничивающему ее разлому, смещение по которому произошло частично во время триасового осадконакопления. Структура триасовой толщи Коннектикутской долины зеркально отражает структуру толщи Нью-Джерси, расположенной кулисообразно к западу; там отложения наклонены на северо-запад, к другому граничному разлому. Эти два разлома, очевидно, первоначально ограничивали грабен, выполненный триасовыми отложениями. Центральная часть грабена была впоследствии приподнята и разрушена эрозией, уничтожившей целостность структуры. Останец некогда существовавшего здесь покрова триасовых отложений сохранился в небольшом опущенном блоке в Юго-Западном Коннектикуте.

Геофизические данные

В пределах Аппалачского подвижного пояса Новой Англии отмечаются близкие к нулевому уровню (от слабоположительных до слабоотрицательных) аномалий в редукции Буге. Однако на западе и северо-западе региона, в тыловой части фронта подвижного пояса, отмечаются резкие градиенты гравитационного поля — от нуля до —70 мгл. Ось градиента проходит вдоль хребтов Грин-Маунтинс и других докембрийских поднятий в западной части Новой Англии, но располагается юго-восточнее докембрия Гудзонского нагорья в Нью-Джерси и Пенсильвании. Западная часть этого нагорья, по существу, совпадает с площадью гравитационного минимума, а границы ее хорошо коррелируются с зонами больших градиентов гравитационного поля. Совпадение площади развития таконских пород, расположенной севернее, с гравитационным максимумом подтверждает предположение о том, что они представляют собой аллохтон, и позволяет сделать вывод, что докембрий западной части Гудзонского нагорья также может быть аллохтоном.

Эпицентры зарегистрированных в Новой Англии землетрясений сконцентрированы в двух зонах, одна из которых совпадает с центральной полосой орогенического пояса (от Коннектикута до центральной части штата Мэн), а другая проходит по р. Св. Лаврентия в Квебеке. В пределах этих зон большинство эпицентров сосредоточено в отрогах хр. Уайт-Маунтинс на севере гор Адирондак. Большинство землетрясений региона были довольно слабыми, но некоторые из них вдоль р. Св. Лаврентия, особенно в 1663 и 1925 гг., имели магнитуды 7 или 8 и ощущались на большей части северо-востока Северной Америки. Иногда землетрясения региона связывают с влиянием поднятия после стаивания ледника; однако размещение их эпицентров очень мало связано с ледниковыми образованиями и значительно сильнее — со структурами фундамента. Постгляциальная изостатическая реакция могла выступать в качестве «спускового механизма» землетрясений.

История тектонического развития

Структуры Аппалачского подвижного пояса Новой Англии развивались на протяжении большей части палеозоя; неустойчивость (тафрогения) сохранилась и в триасе. Тектоническая эволюция была сходной с эволюцией Аппалачского региона, расположенного юго-западнее, с той разницей, что в Новой Англии особенности тектонического развития более четко определяются несогласиями и фа-

циальными изменениями осадочного разреза и общими взаимоотношениями различных интрузивных тел; это дает возможность выделить несколько периодов орогенеза.

Ранние фазы тектонической эволюции региона были связаны главным образом с геосинклинальной седиментацией; в раннем кембрии отчетливо выделялись миогеосинклинальные, эвгеосинклинальные и платформенные зоны. Насколько можно судить по данным поверхностных обнажений, бо́льшая часть региона была областью развития эвгеосинклинали, сохранявшейся и позднее. Миогеосинклинальный характер имела лишь узкая кайма на границе с платформой.

Как об этом свидетельствует структурное несогласие между средним ордовиком и силуром вдоль фронта подвижного пояса, первая значительная деформация в регионе связана с таконским орогенезом. Наиболее выдающимся событием этой орогении было развитие аллохтонного покрова («клиппа») таконских пород. Если аллохтон развивался как гравитационный покров, то район на востоке, откуда он надвигался, должен был быть приподнятым. Вероятно, этот район располагался в зоне современных поднятий докембрийских пород Грин-Маунтинс и Беркшир-Хиллс. Очевидно, одновременно с этим подвергся складчатости и разрывам горный пояс к северо-востоку от зоны развития кембрийских и ордовикских пород, протянувшийся от Новой Англии через Квебек до п-ова Гаспе. Далее, в направлении на юго-восток, воздействие таконских движений различить значительно труднее, отчасти из-за того, что они были замаскированы проявлениями позднейших орогенезов. Вместе с тем отмечаемые несогласия в ряде мест фиксируют наличие в то время деформаций; происходило также внедрение интрузий, по крайней мере в Нью-Гэмпшире и на территории штата Мэн.

Обычно таконский орогенез связывают с поздним ордовиком, но, возможно, что он был более продолжительным. О проявлениях ранних орогенических фаз вблизи горного фронта можно судить по среднеордовикским глинистым сланцам и другим терригенным породам, сменяющим более древние карбонатные отложения миогеосинклинального этапа. В более глубокой тыловой зоне подвижного пояса, например в штате Мэн, несогласия наблюдаются внутри или даже в основании разреза ордовика.

После таконского орогенеза в области развития эвгеосинклинали седиментация, по-видимому, носила более ограниченный характер. В глубоких трогах накапливались большие мощности силурийских и девонских обломочных и вулканических пород; наличие в некоторых местах мелководных осадков предполагает существование зон подводных поднятий. Размещение вулканических пород имеет зональный характер, что указывает на существование поясов или областей развития вулканизма. Не исключено, что районы глубоко- и мелководной седиментации и участки проявлений вулканической деятельности связаны с современными крупными синклинориями и антиклинориями, однако это предположение не подкрепляется достаточно убедительными доказательствами.

Вторая фаза эвгеосинклинального развития завершилась в конце раннего девона перекрыванием эвгеосинклинальных осадков, по крайней мере в некоторых местах, континентальными отложениями с остатками растений. Это свидетельствует о начале акадского орогенеза, полностью сформировавшего бо́льшую часть структур региона Новой Англии. В платформенной части региона грубообломочные континентальные отложения в среднем и позднем девоне распространились на запад, что свидетельствуют об интенсивной эрозии орогенического пояса; более того, первые посторогенные осадки в пределах орогенического пояса имеют позднедевонский возраст. Согласно изотопным данным в девоне и в раннем миссисипии происходило интенсивное внедрение гранитных интрузий, в особенности нью-гэмпширской плутонической серии.

Верхнепалеозойские отложения в Новой Англии занимают значительно меньшие площади, чем нижнепалеозойские, и есть основания полагать, что первоначальные области их распространения были не намного больше, чем современные; маловероятно, что они когда-либо образовывали непрерывный покров. Нахождение в позднепалеозойских толщах в некоторых зонах фангломератов говорит о существовании поблизости районов с высоким рельефом.

Породы верхнего палеозоя некоторых северо-восточных районов сохраняли сравнительно пологое залегание; это свидетельствует о том, что после максимального проявления акадской орогенической фазы здесь не было существенных тектонических движений. В отличие от этого породы верхнего палеозоя Род-Айленда и Массачусетса сильно дислоцированы, частично метаморфизованы и местами интрудированы гранитами. Из этих данных следует, что юго-западная часть подвижного пояса в позднем палеозое все еще подвергалась деформациям. Последнее, несомненно, связано с аллеганской орогенией, воздействие которой было значительным в краевых частях Аппалачского региона, к юго-западу от Новой Англии. Продолжавшаяся магматическая деятельность проявилась в форме довольно широко распространенных посторогенных интрузий щелочных гранитов, из которых по крайней мере некоторая часть (а именно, серия Уайт-Маунтинс) интрудировала в юрское время.

Тем не менее взаимоотношение верхнетриасовых пород с подстилающим комплексом («предньюаркская поверхность») свидетельствует о том, что они отлагались на интенсивно складчатых, интрудированных и затем пенепленизированных образованиях. Продолжавшаяся неустойчивость в процессе и после отложения этих толщ подтверждается их региональным наклоном и нарушенностью сбросами («палисадский тафрогенез»). Эти события свидетельствуют о завершении периода сжимающих деформаций.

На последующих этапах своего развития регион стал значительно более устойчивым; произошла общая пенепленизация территории. С позднего мезозоя и до настоящего времени регион испытывал только эпейрогенические движения — поднятие центральной части, обусловленное прогибанием в краевых зонах. Поднятие и денудация придали Новой Англии современный облик; прогибание и седиментация сформировали на юге и юго-востоке региона прибрежную равнину, большая часть площади которой сейчас расположена под уровнем моря. Последний этап поднятия территории произошел в послеледниковое время и был связан с процессами изостазии в результате стаивания материковых льдов, покрывавших всю площадь региона еще 17 тыс. лет назад.

Полезные ископаемые

Минеральные ресурсы Новой Англии относительно невелики, особенно по сравнению с богатым Аппалачским регионом, примыкающим с юго-запада.

В рассматриваемом регионе нет существенных запасов горючих ископаемых. Угли бассейна Наррагансетт в Род-Айленде сильно метаморфизованы и содержат мало горючих компонентов; впрочем, время от времени их добывают на графит. В палеозойских породах между Адирондакским поднятием и Канадским щитом в Онтарио были обнаружены нефтегазопроявления, но промышленные скопления углеводородов отсутствуют.

Известно очень ограниченное число рудных месторождений. В зоне 30-километровой ширины, протягивающейся согласно простиранию пород в Восточном Вермонте, имеются залежи сульфидных медных руд, давшие на нескольких рудниках около 50 тыс. т меди. Недавние открытия промышленных свинцово-цинковых сульфидных

залежей в Западном Нью-Брансуике стимулировали поиски в аналогичных породах и структурах на территории штата Мэн, которые, однако, еще не дали существенных результатов.

Более значительны ресурсы нерудных полезных ископаемых. Из ультраосновных пород к востоку от Грин-Маунтинс в Вермонте долгое время добывали тальк, породы аналогичного состава на юго-востоке Квебека были главным источником североамериканского асбеста. Пегматитовые жилы, широко распространенные в метаморфизованных породах Новой Англии, разрабатывались на слюду, полевые шпаты и другое сырье, особенно во время второй мировой войны. Вермонт долгое время был ведущим поставщиком строительного камня — мрамора из карбонатных отложений восточной части миогеосинклинального пояса, гранита из плутонических тел, расположенных еще дальше к востоку, змеевика из ультраосновных интрузий. В слабо метаморфизованных глинистых отложениях миогеосинклинального и таконского разрезов Юго-Западного Вермонта и соседних частей штата Нью-Йорк добывался шиферный сланец. *Ф. Б. Кинг*

РЕГИОН ТИХООКЕАНСКИХ КОРДИЛЬЕР США

Горная система Кордильер (вернее, ее центральная часть, расположенная главным образом в пределах США) занимает всю западную четверть территории этой страны. Однако в настоящем издании геолого-геоморфологический регион Тихоокеанских Кордильер США ограничен территорией штатов Айдахо (севернее долины р. Снейк), Вашингтон, Орегон и Калифорния (от хр. Сьерра-Невада до Тихоокеанского побережья). Этот крупный регион протягивается вдоль берегов Тихого океана на расстояние 3000 км с севера на юг — от зал. Пьюджет-Саунд до Калифорнийского залива. Общая площадь рассматриваемого региона составляет около 1 млн. км^2 при ширине более 300 км.

Геологическое использование названия «Кордильеры» восходит к А. Гумбольдту. П. Уолкотт в 1894 г. применил его в качестве общего наименования запада США. Д. Шухерт (1910 г.), использовав результаты проведенных им палеогеографических исследований, ввел для этого пояса мощных осадочных и вулканогенных образований, окаймляющего в течение почти 1 млрд. лет устойчивый Северо-Американский кратон, новый термин «Кордильерская геосинклиналь».

В 1848 г. в Калифорнии (а вскоре после этого на ряде участков региона) было открыто золото. Десять лет спустя начались серьезные геологические исследования. При этом они стимулировались не столько золотом, сколько необходимостью постройки трансконтинентальной железной дороги. Наиболее известные геологические рекогносцировки раннего периода не достигли тихоокеанских штатов. В Калифорнии в 1860 г. была учреждена местная геологическая служба под руководством Дж. Д. Уитни, именем которого назван высочайший пик региона.

Ранние исследования этой территории пробудили аппетит у многих к геологическим сокровищам «дикого запада». Золотая лихорадка руководила здесь деятельностью людей в течение полувека, ее последовательные «приступы» стимулировали после 1879 г. значительную часть исследований вновь созданной Геологической службы США. Эти великолепные исследования локального характера внесли крупный вклад в геологическую науку Америки; в частности, они позволили У. Линдгрену сформулировать общие принципы теории рудообразования. Несмотря на это, в течение многих лет не проводилось значительных региональных обобщений. Они появились значительно позже, когда существенно расширились масштабы геологических изысканий, в том числе попутно с развитием региональных нефтеразведочных работ.

Материалы исследований последних лет, проведенные в регионе, сыграли существенную роль в развитии идей и представлений, связанных с глобальной тектоникой, учением о геосинклиналях и горообразовании, вулканологией, сейсмологией, геоморфологией, всеми отделами палеонтологии, океанографией и т. д. На его обширной территории продолжают добываться различные полезные ископаемые в огромных количествах.

Геоморфологическое районирование

Геоморфологический облик региона крайне разнообразен. Об этом говорит хотя бы тот факт, что в его пределах (в южной части хр. Сьерра-Невада) находится высочайшая вершина территории собственно США (4419 м), отстоящая всего лишь на 130 км к западу от Долины Смерти, расположенной на 35 м ниже уровня моря в соседней провинции Бассейнов и Хребтов. В регионе находятся восемь национальных парков, ряд заповедников или охраняемых участков побережья и районы заповедных парков отдельных штатов, имеющие важное геологическое значение. Приводимые ниже геоморфологические подразделения перечисляются, как обычно, с запада на восток (рис. 44).

Береговые хребты. Сложно построенный горный пояс Береговых хребтов круто вздымается от Тихого океана до высоты 1200 м. Лишь в районах зал. Пьюджет-Саунд, юго-западного побережья Вашингтона, зал. Сан-Фран-

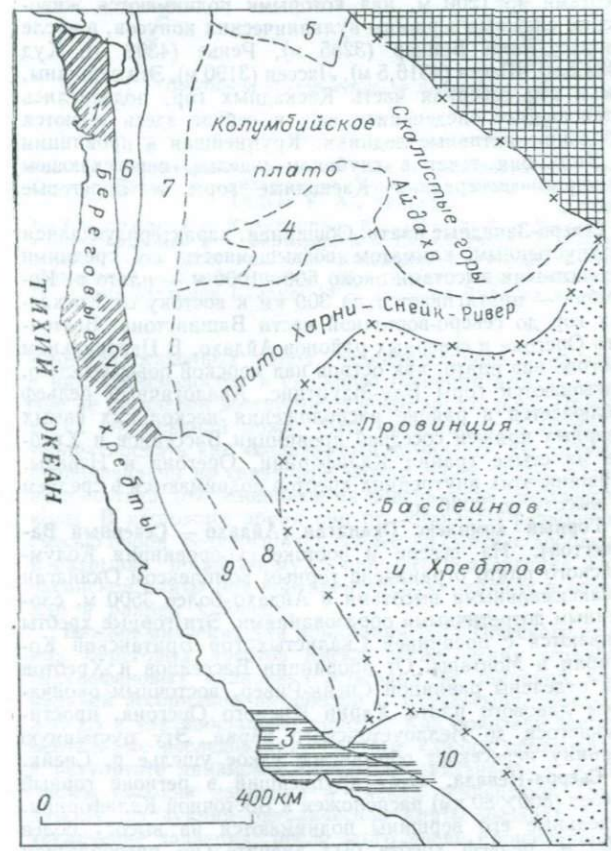


Рис. 44. Геоморфологические подразделения региона Тихоокеанских Кордильер.

1—4 — горы: *1* — Олимпия, *2* — Кламат, *3* — Поперечный хребет, *4* — Блу-Маунтинс; *5* — нагорье Оканаган; *6* — впадина Уилламетт-Пьюджет; *7* — Каскадные горы; *8* — хр. Сьерра-Невада; *9* — долина Грейт-Валли; *10* — пустыня Мохаве.

циско у берегов Лос-Анджелеса имеются небольшие прибрежные низменности. В области развития Береговых хребтов Калифорнии расположено несколько крупных структурных долин. Полуостровные хребты Южной Калифорнии характеризуются полупустынными климатическими условиями, а Береговые хребты к северу Сан-Франциско отличаются очень влажным климатом.

Большая долина Калифорнии (Грейт-Валли) и депрессия Уилламетт—Пьюджет-Саунд. Эта прерывистая полоса низменностей протягивается вдоль Тихоокеанского побережья, к востоку от Береговых хребтов. Большая долина Калифорнии (Грейт-Валли) с размерами 720×80 м представляет собой, по существу, плоскую аллювиальную равнину, которую в течение большей части кайнозоя заливало внутреннее море. Ее почвы плодородны при условии обводнения или орошения. Приблизительно посередине эта удлиненная депрессия пересекается горами Кламат, соединяющими Береговые хребты с Каскадными горами и хр. Сьерра-Невада (рис. 44). На севере, в долине Уилламетт, с ее влажным климатом, почвы также плодородны. Несколько бóльшая по размерам депрессия Пьюджет-Саунд, в свое время перекрытая и преобразованная плейстоценовым материковым ледником, в значительной своей части затоплена морем.

Каскадные горы. Преимущественно вулканические Каскадные горы доминируют над всем тихоокеанским северо-западом. Рельеф их представляет собой сложную комбинацию расчлененных возвышенностей — западной окраины Колумбийского лавового плато с абсолютными высотами до 1200 м, над которыми поднимаются живописные снежные вершины вулканических конусов, в числе которых пики Бейкер (3285 м), Ренье (4392 м), Худ (3427,5 м), Шаста (4316,5 м), Лассен (3190 м). Эти вершины, как и вся северная часть Каскадных гор, подверглись интенсивному оледенению; еще и сейчас здесь имеются небольшие активные ледники. Крупнейшая в провинции р. Колумбия течет в глубоком ущелье, пересекающем примерно посередине Каскадные горы и Береговые хребты.

Северо-Западные плато. Обширная, характеризующаяся полупустынным климатом возвышенность со средними абсолютными высотами около 500—1000 м — плато р. Колумбия — протягивается на 300 км к востоку от Каскадных гор до северо-восточной части Вашингтона, Восточного Орегона и северных районов Айдахо. В Центральном Орегоне над плато, как остров над морской поверхностью, возвышаются горы Блу-Маунтинс. Аналогичный рельеф наблюдается в районе расположения нескольких самых северных кряжей соседней провинции Бассейнов и Хребтов на стыке границ Калифорнии, Орегона и Невады. Вершины этих внутренних хребтов поднимаются в среднем на высоту до 2000 м.

Горный комплекс Оканаган (Айдахо — Северный Вашингтон). На севере и востоке субпровинция Колумбийского плато ограничена горным комплексом Оканаган с максимальными высотами в Айдахо более 3500 м, сложенным дотретичными образованиями. Эти горные хребты сливаются с провинцией Скалистых гор Британской Колумбии и Монтаны. От провинции Бассейнов и Хребтов они отделены равниной Снейк-Ривер, восточным окончанием лавового плато Харни Южного Орегона, простирающегося до Йеллоустонского парка. Эту пустынную равнину пересекает обрывистое узкое ущелье р. Снейк.

Сьерра-Невада. Этот крупнейший в регионе горный хребет (800×80 км) расположен в Восточной Калифорнии. Отдельные его вершины поднимаются на высоту более 3000 м; рельеф хребта был значительно преобразован ледовой эрозией, в результате чего возникли многие живописные ландшафты. В этом отношении его можно сравнить только с горами Каскадными и Олимпия (штат Вашингтон), подвергшимися еще большему воздействию ледников.

Восточный склон наклонного блока Сьерра — обрывистый, расчлененный сбросовый уступ, западный — сравнительно пологий, хотя также глубоко расчлененный каньонами, по одному из которых в северной части хребта проходит трансконтинентальная железнодорожная магистраль. Именно эти долины и зона предгорий Мадзер-Лод были местом действия знаменитой «золотой лихорадки» (1848—1849 гг.). На востоке хр. Сьерра-Невада граничит с провинцией Бассейнов и Хребтов, с юга от него располагается сходная геоморфологически с последней пустыня Мохаве. Юго-западное окончание Сьерра-Невады смыкается с Береговыми хребтами к югу от Большой долины Калифорнии.

Структурные провинции

Главные структурные элементы Тихоокеанских Кордильер США совпадают с их геоморфологическими подразделениями. Однако некоторые геоморфологические провинции пересекают структурные (сравните рис. 44 и 45). Поэтому структурные подразделения рассматриваются здесь в ином порядке, чем геоморфологические.

Предпозднекайнозойский орогенический комплекс. Изогнутый в плане пояс деформированных палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений общего меридионального простирания протягивается из Северного Вашингтона в пределы Центрального Айдахо, через разрозненные гряды Центрального Орегона к субпровинции гор Кламат на побережье, а оттуда в направлении на юго-восток, через хр. Сьерра-Невада и с перерывом к Лос-Анджелесу и далее на юг, в мексиканскую Нижнюю Калифорнию. Эта зона приурочена к наиболее интенсивно дислоцированной осевой части орогенического пояса Кордильер. Вдоль ее простирания древние осадочные и вулканические породы подверглись складчатости, были нарушены разрывами и в большей или меньшей степени метаморфизованы. Имеется ряд крупных гранитных батолитов, наиболее значительные из них расположены в Северном Вашингтоне, Айдахо, горах Сьерра-Невада и в Южной Калифорнии. Меньшие по размерам гранитные плутоны обнаружены в субпровинции Кламат и в Голубых горах Орегона (рис. 45). Именно благодаря наличию крупных батолитов и связанных с ними метаморфических пород территория Айдахо включена в регион Тихоокеанских Кордильер.

Северо-западные лавовые плато. Огромные массы позднекайнозойских вулканических пород и континентальных отложений, мощность которых иногда превышает 3000 м, практически целиком перекрывают относительно древний подвижный пояс. Среди них — толеитовые базальтовые лавы Колумбия-Ривер (олигоцен—миоцен) и более молодые миоцен-плейстоценовые базальты, протягивающиеся на юг и юго-восток под погруженной равниной Снейк-Ривер. Хотя в структурном отношении этот район сравнительно прост, он все же нарушен крупными разрывами и в меньшей мере складками. На протяжении миоцена в Колумбийском плато были сформированы широкие пологие антиклинали, точно следующие простиранию мезозойского подвижного пояса. Более поздние разломы, особенно в Южном Орегоне, обычно ориентированы резко несогласно этой складчатой структуре.

Каскадные горы. На западе внутренние плато резко ограничены цепочкой сложно построенных базальтовых, андезитовых и риолитовых вулканических конусов и кальдер, составляющих собственно Каскады. Полагают, что вулканическая «дуга» развита вдоль крупной структурной зоны близ западной границы базальтовых плато.

Северо-западное поднятие Береговых хребтов. Горы Олимпия Северо-Западного Вашингтона, как и расположенная в 500 км южнее субпровинция Кламат, геологически связаны с предкайнозойским поясом. Однако рас-

положенные между этими горными районами Береговые хребты сложены преимущественно морскими кайнозойскими обломочными породами и вулканическими образованиями базальт-спилит-кератофировой формации. Они подверглись пологой складчатости вдоль осей, пересекающих по диагонали меридионально вытянутые хребты.

Депрессия Уилламетт — Пьюджет-Саунд. Северная часть этой депрессии имеет структурное происхождение, а более южные ее участки, которые расположены на территории Орегона, по большей части созданы эрозионными процессами. Долина Уилламетт протягивается приблизительно вдоль западного края лавового плато.

Провинция Береговых хребтов Калифорнии. К этому поясу приурочены наиболее интересные и хорошо выраженные в рельефе структуры в пределах всего региона Тихоокеанских Кордильер, обусловленные как интенсивностью, так и молодостью горизонтальных смещений, сопровождающих многочисленные зоны поперечных разломов северо-западного простирания. Своеобразный структурный облик этой провинции сохраняется от побережья Юго-Западного Орегона до п-ова Калифорния (рис. 45, 46).

В Береговых хребтах залегает знаменитый франциканский комплекс — широко распространенное монотонное смешение серых граувакк, базальт-спилит-кератофировых лав, слоистых кремнистых сланцев и их метаморфических аналогов. Из-за литологической моно-

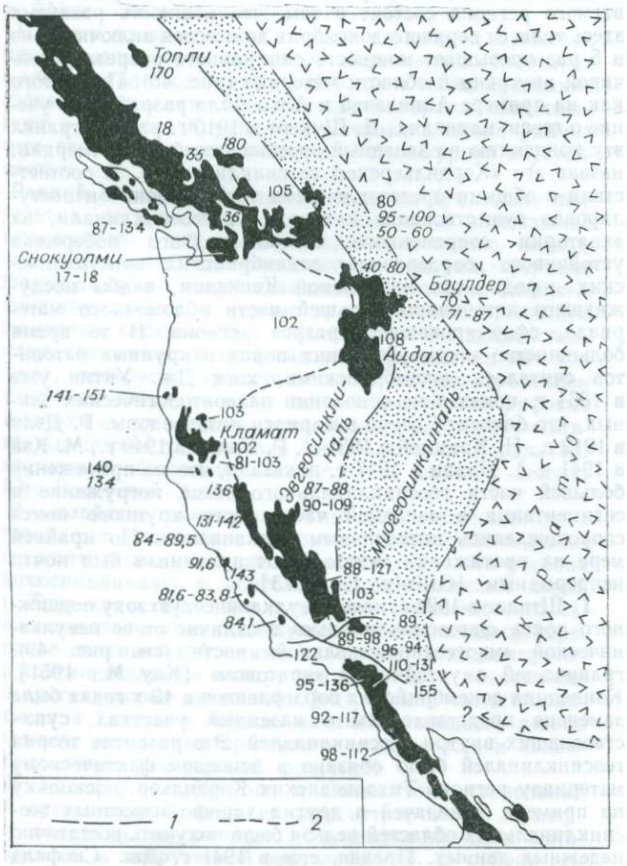


Рис. 45. Абсолютный возраст гранитов (на карте черный цвет), приуроченных к области развития мезозойских и палеозойских геосинклиналей региона Тихоокеанских Кордильер.

Абсолютные датировки (цифры на карте): (первая цифра — К—Ar-методом; вторая цифра — *U*/Pb-методом; *1* — границы мезозойских и палеозойских геосинклиналей; *2* — граница распространения кварцевых диоритов.

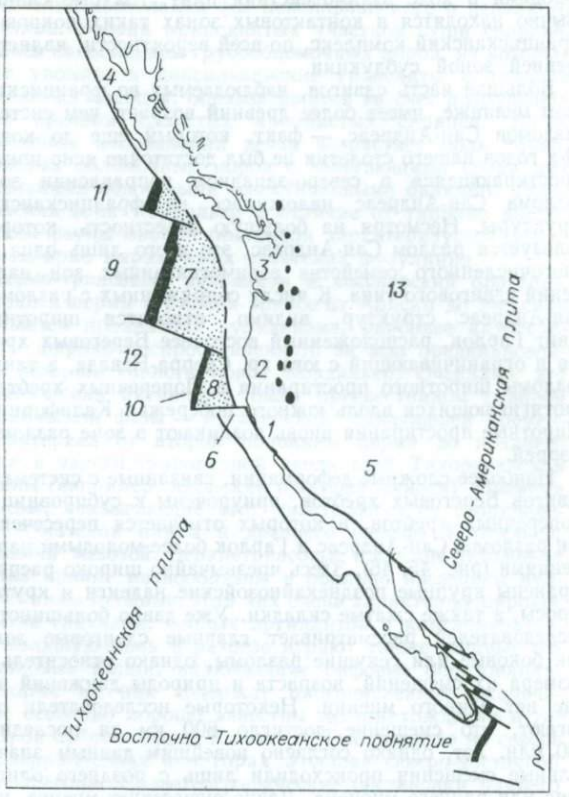


Рис. 46. Структурные элементы дна северо-восточной части Тихого океана и прилежащего побережья Северной Америки [Silver E. A., 1971a].

1—3 — штаты: *1* — Калифорния; *2* — Орегон; *3* — Вашингтон; *4—6* — разломы: *4* — Феруэтер, *5* — Сан-Андреас, *6* — Мендосино; *7—8* — бассейны: *7* — Каскадия, *8* — Горда; *9—10* — поднятия: *9* — Хуан-де-Фука, *10* — Горда; *11*—хр. Эксплорер; *12* — зона разломов Бланко; *13* — вулканы Высоких каскадов.

тонности осадочных пород, незначительного содержания в них окаменелостей и сложного строения этот комплекс еще не расчленен достаточно удовлетворительно. Природа таких образований может быть распознана, если их интерпретировать как «меланжевый комплекс». Он включает первоначально не связанные между собой толщи различного состава, отложившиеся на поверхности океанической коры. В настоящее время они представлены разнородной смесью пород, подвергшихся совместно смятию, дроблению и разрывам, по-видимому, в процессе поддвигания Тихоокеанской плиты под континентальную окраину в мезозое или в раннем кайнозое.

Важное значение для понимания геологического строения Береговых хребтов имеют также фация «голубых» глаукофановых сланцев (состоящих из широкой минеральной ассоциации амфиболов — глаукофана, лавсонита и т. д.) и ультраосновные породы. Как показали экспериментальные исследования, голубые сланцы образовались в результате динамометаморфизма, связанного с воздействием высоких давлений и низких температур. По-видимому, субдукция океанической плиты вызвала резкое увеличение давления; после этого вновь произошло поднятие еще до того, как температура пород смогла существенно повыситься. Многие ультраосновные тела Береговых хребтов, видимо, представляют собой покровы, связанные с крупными зонами надвигов. Полагают, что эти покровы сложены океаническими образованиями, которые структурно переслаивались с геосинклинальными

породами в ходе взаимодействия плит: голубые сланцы обычно находятся в контактовых зонах таких покровов. Францисканский комплекс, по всей вероятности, является древней зоной субдукции.

Бо́льшая часть сдвигов, наблюдаемых во францисканском меланже, имеет более древний возраст, чем система разломов Сан-Андреас, — факт, который еще до конца 60-х годов нашего столетия не был достаточно ясно понят. Простирающаяся в северо-западном направлении зона разлома Сан-Андреас наложилась на францисканские структуры. Несмотря на большую известность, которой пользуется разлом Сан-Андреас, это всего лишь одна из многочисленного семейства взаимосвязанных зон нарушений сдвигового типа. К числу сопряженных с разломом Сан-Андреас структур, видимо, относится широтный сдвиг Гарлок, расположенный восточнее Береговых хребтов и ограничивающий с юга хр. Сьерра-Невада, а также разломы широтного простирания в Поперечных хребтах, протягивающихся вдоль южного побережья Калифорнии. Широтные простирания вновь возникают в зоне разломов Мэррей.

Наиболее сложные деформации, связанные с системами сдвигов Береговых хребтов, приурочены к субпровинции Поперечных хребтов, в которых отмечается пересечение зон разломов Сан-Андреас и Гарлок более молодыми нарушениями (рис. 45, 46). Здесь чрезвычайно широко распространены крупные позднекайнозойские надвиги и крутые сбросы, а также сжатые складки. Уже давно большинство исследователей рассматривает главные сдвиговые зоны как боковые или секущие разломы, однако относительно размера их смещений, возраста и природы движений все еще нет единого мнения. Некоторые исследователи полагают, что смещение достигло 600 км за последние 130 млн. лет, однако согласно новейшим данным значительные смещения происходили лишь с позднего олигоцена или раннего миоцена. Давно существует мнение, что образование всей системы разрывов обусловлено развитием гигантской пары сдвигов, охватывающей все Кордильеры и соседний участок Тихоокеанской котловины. Такое «вращение Тихого океана» в настоящее время подтверждается материалами, указывающими, что Сан-Андреас представляет собой гигантский трансформный разлом, связывающий северное окончание Восточно-Тихоокеанской оси спрединга, расположенной вблизи п-ова Калифорния, с ее продолжением, проходящим на западе Орегона и Вашингтона (рис. 46).

Грейт-Валли. Между блоками Береговых хребтов и Сьерра-Невады расположена Большая долина Калифорнии — участок глубокого прогибания, в пределах которого накопились кайнозойские отложения значительной мощности. Преимущественно морские толщи претерпели здесь лишь сравнительно слабую складчатость, за исключением зоны, граничащей с Береговым хребтом.

Геофизическая характеристика земной коры региона

Структура коры рассматриваемого региона известна пока лишь в общих чертах. Сейчас вызывает сомнение выделение корней гор на глубине до 60 км под батолитом Сьерра. В настоящее время полагают, что граница проходит как под Большим бассейном, так и под хр. Сьерра-Невада на глубине 45—50 км и повышается постепенно до 38 км у южного побережья Калифорнии. В море вдоль большей части Калифорнии наблюдается довольно резкое выклинивание континентальной коры; на северо-западе по петрографическим и геофизическим данным переход от континентальной к океанической коре более постепенный. На акватории Северной Калифорнии получены магнитометрические доказательства того, что под континентальным шельфом залегает океаническая кора. Сейсмичность всего региона Тихоокеанских Кордильер и прилегающих участков Тихоокеанской впадины довольно высока, однако глубокофокусные землетрясения не зарегистрированы. Сейсмические скорости в коре и верхней мантии, размещение мелкофокусной сейсмичности и немногочисленные данные о тепловом потоке позволили выдвинуть гипотезу о том, что Восточно-Тихоокеанское поднятие может до некоторой степени распространяться на север, под провинцию Бассейнов и Хребтов. Дно северо-восточной части Тихого океана характеризуется крупными активными сдвигами, как и в Береговых хребтах Калифорнии, хотя на акватории преобладают широтные (гарлокские) простирания. Океанические разломы выражены в рельефе дна океана, а также выделяются по сейсмичности и характеру магнитных аномалий.

История геологического развития

Некоторые стратиграфические концепции. Регион Тихоокеанских Кордильер США, представляющий собой центральную часть приуроченного к западу Американского континента Кордильерского подвижного пояса, протягивающегося на огромное расстояние от Аляски до Панамы и продолжающегося в Южной Америке, на протяжении всей геологической истории был тектонически мобильным.

Основная стратиграфическая особенность рассматриваемого региона состоит в том, что мощность развитых здесь толщ от верхнего докембрия до мезозоя включительно в 5 раз превышает мощность синхронного разреза устойчивой внутренней области материка (рис. 46). После того как на примере Аппалачей и Альп было разработано учение о геосинклиналях, Д. Шухерт в 1910 г. распространил эту концепцию на западный орогенический пояс Америки, назвав его «Кордильерской геосинклиналью». В соответствии с общими представлениями того времени он постулировал существование к западу от геосинклинали, на акватории современного северо-западного побережья устойчивого «бордерленда» докембрийских кристаллических пород — так называемой Каскадии, якобы послужившего источником большей части обломочного материала, сформировавшего разрез региона. В то время большинство метаморфических пород и крупных батолитов считалось докембрийскими, хотя Дж. Уитни уже в 1864 г. показал на основании палеонтологических данных, что батолит Сьерра внедрился позднее юры. Р. Дэли в 1912 г., Н. Крикмей в 1931 г., Р. Уилер в 1940 г., М. Кэй в 1941 и А. Ирдли в 1947 г. показали, что на протяжении большей части геосинклинального этапа погружение и седиментация в западной части этого крупного пояса сопровождались интенсивным вулканизмом. По крайней мере на протяжении мезозоя этот вулканизм был почти непрерывным [Gilluly J., 1973].

Г. Штилле в 1924 г. назвал вулканическую зону подвижного пояса «эвгеосинклиналью» в отличие от ее невулканической «миогеосинклинальной» части (см. рис. 49), граничащей с устойчивым «кратоном» [Кау М., 1951]. Концепция докембрийских бордерлендов в 40-х годах была заменена представлением о наземных участках, существовавших внутри геосинклиналей. Это развитие теории геосинклиналей было обязано в основном фактическому материалу региона Тихоокеанских Кордильер, поскольку на примере Аппалачей и других хорошо известных геосинклинальных областей нельзя было получить достаточно надежных данных. Правда, еще в 1941 г. Дж. Скофилд интерпретировал этот материал с позиции докембрийского Каскадийского бордерленда.

М. Кэй [Кау М., 1951] обратил внимание на тот факт, что типы осадочных пород, образовавшихся в вулканической зоне западной геосинклинали, изменяются в зависимости от местных условий как в плане, так и в разрезе,

причем иногда очень резко. В статистическом смысле, в противоположность другим седиментационным обстановкам, в вулканическом поясе преобладают отложения несцементированных терригенных обломочных пород — «граувакк», переслаивающихся с подчиненными объемами турбидит-пелагических отложений («флишевые» фации). Весь спектр осадочных образований, включая широко распространенные пласты известняков, связан с продуктами вулканизма и свидетельствует о сложном характере строения и резких переменах в пределах подвижных поясов.

Докембрий. Ранний период развития континентальной окраины. Хотя докембрийские образования в пределах Тихоокеанских Кордильер распространены весьма ограниченно, на основании исследований, проведенных в соседних районах, установлено, что западная зона континентальной коры в основном сформировалась к позднему докембрию, или около 1 млрд. лет назад. Докембрийские породы известны в Северном Айдахо, на юге гор Кламат и в Южной Калифорнии. Верхнекембрийские осадки, развитые непосредственно за восточной границей провинции, несогласно отложились на более древнем, существенно континентальном (сиалическом) фундаменте. Некоторые образования фундамента характеризуются структурными простираниями, резко отличающимися от простираний подвижного пояса Кордильер, что свидетельствует о тектонической переработке более древней континентальной коры; при этом было установлено сложное наложение многочисленных орогенических фаз.

Наличие вулканических пород в верхнедокембрийских разрезах юго-восточной части Британской Колумбии и в нижнем палеозое Западной Невады, а также локальные несогласия и наличие прослоев конгломератов свидетельствуют о том, что Кордильеры начиная с самых ранних этапов своего развития отличались структурной неустойчивостью.

Ранний палеозой. В раннем палеозое произошло значительное погружение, сопровождавшееся интенсивной седиментацией с обширными, преимущественно подводными излияниями, отмечавшимися в кембрии, ордовике и силуре на прилегающей невадской территории. Слоистые кремнистые сланцы и черные граптолитовые аргиллиты ассоциируют с базальтами с эллипсоидной отдельностью. Метавулканические и метаосадочные породы на юге гор Кламат, возможно, свидетельствуют об одновременном накоплении. Обнаруженные здесь силурийские рифовые известняки — древнейшие палеонтологически документированные отложения региона Тихоокеанских Кордильер; аналогичные образования известны и далее к северу, в Юго-Восточной Аляске.

Палеозойские орогенезы. Гипотеза тектоники плит предполагает устойчивое развитие эокембрийско-девонского континентального шельфа восточной части региона (миогеосинклиналь) с абиссальной океанической корой под Тихоокеанскими Кордильерами (эвгеосинклиналь). Предположительно на последующем этапе началось перемещение океанической плиты к востоку, с поддвиганием под континентальную плиту, что привело к возникновению орогенических движений. Центральная часть геосинклинали в Неваде и Айдахо начиная с позднего девона и раннего миссисипия претерпела складчатость и надвигообразование (антлерский орогенез).

В Калифорнии, Орегоне и Вашингтоне проявления этой орогенической фазы не зарегистрированы. Антлерская складчатость, очевидно, не сопровождалась метаморфизмом и интрузивной деятельностью. В районе гор Кламат девон представлен глинистыми сланцами и рифовыми известняками, а миссисипий сложен монотонной толщей переслаивающихся песчаных турбидитов и глинистых сланцев. В Центральном Орегоне также имеются карбонатные породы.

Поздний палеозой. В Неваде и Айдахо фиксируются проявления нескольких фаз пенсильванского и пермского орогенеза. Эрозия приподнятых участков суши сопровождалась накоплением грубообломочных пород, из которых стоит упомянуть пенсильванские гравелиты с галькой кремнистых сланцев, образовавшиеся за счет разрушения более древних слоистых кремнистых сланцев. Далее в западном направлении резко возрастает роль тонкозернистых обломочных пород с залегающими среди них несколькими обширными известняковыми банками. Тихоокеанская зона Кордильер в отличие от типично американской фауны миогеосинклинали характеризуется содержанием ярко выраженных азиатских фузулинид.

Пермо-триасовый вулканизм и кассиарский орогенез. В поздней перми и раннем триасе от Аляски до Мексики отмечаются проявления вулканизма, наиболее интенсивного и широко распространенного за всю предкайнозойскую историю горного пояса Кордильер. Очевидно, эта вулканическая активность была предвестником главной орогенической фазы — кассиарской, охватившей временной интервал от второй половины перми до позднего триаса и зарегистрированной вдоль всей Тихоокеанской окраины (например, японский орогенез Акиоси). Имеются гипотезы, связывающие этот диастрофизм со столкновением Азиатской плиты и древнего шельфа Кордильер.

Ранний мезозой. Верхнетриасовые и юрские отложения региона крайне разнообразны и обильно насыщены вулканическими толщами. Для них очень характерно широкое развитие граувакк, черных аргиллитов и конгломератов, хотя большую роль в разрезе играют также мощные известняковые толщи, включающие рифовые образования. Некоторые из них содержат многочисленные окаменелости; особенно хорошо известны местонахождения в горах Брок субпровинции Кламат, у Тейлорвилла на севере гор Сьерра-Невада и в горах Уоллова северо-восточной части Орегона. Палеогеографические обстановки раннего мезозоя быстро менялись; в области развития Тихоокеанских Кордильер доминировала система «вулканическая островная дуга — глубоководный желоб», а на востоке располагалось мелководное море.

Позднемезозойская складчатость. В Северо-Западной Калифорнии, Юго-Западном Орегоне и на юго-западе Британской Колумбии имеются четкие свидетельства складчатости, метаморфизма, интрузивной деятельности и обширной эрозии в поздней юре. По данным изотопных возрастов диоритов субпровинции Кламат, северо-западных отрогов Сьерра-Невады и самой южной части Калифорнии их кристаллизация произошла приблизительно 135—155 млн. лет назад. Это, пожалуй, главное свидетельство наиболее существенного, хотя и трудно устанавливаемого тектонического события западной части региона — невадийской складчатости (названной по горам Сьерра-Невада). Реальность ее в настоящее время обоснована достаточно убедительно, хотя по данным абсолютной датировки, большая часть крупных батолитов, долгое время считавшихся «невадийскими», на самом деле более молодые и имеют преимущественно среднемеловой возраст — от 80 до 110 млн. лет (рис. 45). Н. Л. Таллиаферро уже давно высказал предположение, согласно которому в позднем мезозое имели место проявления трех складчатостей: невадийской (конец поздней юры), дьяблонской (ранний мел) и санта-лючийской (начало позднего мела). Помимо данных, подтверждающих наличие в разных районах вещественных доказательств прошедших диастрофизмов, в том числе внедрения ультраосновных и гранитных плутонов, имеются материалы, свидетельствующие об орогенических движениях и в другие периоды. Далее к востоку последняя из перечисленных выше складчатостей, по-видимому, сливается с позднемеловой — раннекайнозойской ларамийской фазой складчатости провинции Скалистых гор. Сейчас представляется вполне допустимым, что все тектонические события Тихоокеанской прибрежной зоны представляли собой почти непрерывную

цепь диастрофизмов, кульминационный момент которых был достигнут в позднем мезозое. Эта великая тектоническая «революция» полностью преобразовала к раннему мелу бывшую геосинклиналь, превратив ее в сложно построенное поднятие, служившее источником сноса обломочного материала, поступавшего в реликтовое море — погружавшийся трог к западу от главной оси батолита Сьерра.

Ранний кайнозой. На большей части площади современного Берегового хребта Калифорнии и запада Орегона и Вашингтона в мелу и раннем кайнозое преобладала морская седиментация. На северо-западе с новой силой возобновился вулканизм, подводный (базальтовый) в западной части и субаэральный (андезитовый до риолитового) — в восточной, где в олигоцене и миоцене произошли обширные трещинные излияния лав базальтов серии Колумбия-Ривер. Континентальные отложения этого времени содержат известные ископаемые позвоночные и водоросли. В регионе имеются также многочисленные места с морской кайнозойской микрофауной (главным образом фораминиферы).

Поздний кайнозой. Каскадский орогенез. На седиментационные и структурные условия этого периода оказала существенное влияние дугообразная форма мезозойской орогенической системы. Хотя основной диастрофизм произошел в дотретичный период, направление структур сохранилось неизменным до миоцена и даже позднее. Приблизительно в это время стали особенно интенсивными блоковые движения в провинции Бассейнов и Хребтов, началось погружение в районе Сьерра-Невады и чрезвычайно активизировались сдвиговые деформации калифорнийских Береговых хребтов; все это породило сложное чередование быстро сменявшихся седиментационных бассейнов и поднятий островных групп. Глубокие трещины в земной коре обусловили распространение по ним базальтового вулканизма на бóльшую часть региона Тихоокеанских Кордильер. В Каскадных горах отмечается внедрение редких небольших плутонов. Крупнейший из них — батолит Снокуолми (штат Вашингтон); он датируется поздним миоценом или плиоценом (рис. 45). Вся совокупность кайнозойских тектонических событий объединяется под названием «каскадский орогенез», продолжающий развиваться и в настоящее время.

Первоначально среди исследователей преобладало представление, что широко распространенные в третичный период блоковые движения отражали процесс релаксации упругих напряжений в коре в ходе растяжения после предполагавшегося интенсивного орогенического сжатия в мезозое. Эта концепция рассматривалась в качестве обобщения, применимого ко всем орогеническим поясам, однако она не получила подтверждения при тщательном анализе фактического материала. Согласно гипотезе тектоники плит, субдукция Тихоокеанской плиты под континентальную продолжалась до тех пор, пока дрейфующая в западном направлении Североамериканская плита не подошла, не столкнулась, а возможно, и не перекрыла продолжение спрединговой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, которое расположено на месте современной Калифорнии.

Очевидно, это столкновение вызвало в среднем кайнозое коренные изменения тектонического развития региона, привело к формированию блоковой структуры провинции Бассейнов и Хребтов и образованию зон трансформных разломов сбросово-сдвигового типа (Сан-Андреас), а также обусловило каскадский вулканизм и другие его проявления. За пределами северо-западного побережья, где столкновение не отмечалось, процесс субдукции, по-видимому, продолжается. Если это так, то глубокий желоб, который должен был существовать, оказался заполненным осадками в результате быстрой седиментации.

Современный этап. Основным результатом продолжавшегося подъема горных массивов и общего ухудшения климатических условий в позднем кайнозое было изменение климата на большей части площади Тихоокеанских Кордильер в сторону уменьшения количества осадков и понижения температур. Ранний кайнозой, с его мягким устойчивым климатом, характеризовался развитием пышной субтропической растительности на всей территории суши. В позднем кайнозое происходило последовательное, хотя и с некоторыми колебаниями, отступление и обособление влажной аркто-третичной флоры, постепенно сменявшейся более аридной мадро-третичной, мигрировавшей в северном и западном направлениях. Примером таких изменений может служить распространение вечнозеленой секвойи — от почти повсеместного до весьма ограниченного — в пределах нескольких участков с влажным климатом. Субпровинция Кламат в позднем кайнозое оставалась довольно устойчивой в климатическом отношении и представляла собой своеобразный центр реликтовой флоры, в котором сохранились многие аркто-третичные виды раннего кайнозоя.

Четвертичное и более ранние оледенения оставили заметные следы в Тихоокеанских Кордильерах, причем не только в высокогорных областях, но и в относительно пониженной прилегающей части Северного Вашингтона, куда распространился покров материкового ледника. Особенно большой интерес представляет воздействие ледника на речную сеть, вызвавшее временное отклонение в плейстоцене русла р. Колумбии через ущелье Гранд-Кули и скэблэнды, где, очевидно, возник гигантский паводок в результате перетока вод ледниковых озер с северо-востока.

История оледенения и денудации носила здесь четко циклический характер, как и на всем горном западе региона. Данные радиоуглеродных определений подтвердили тесную связь ледниковых и постледниковых событий за последние 40 тыс. лет в этом районе, как и в долине верхнего течения р. Миссисипи. Известны и более древние оледенения, изученные с меньшей детальностью и точностью. В восстановлении истории плейстоцена важную роль играют точно датируемые пласты вулканических пеплов, которые петрографически прослеживаются до эруптивных центров Кордильер (пласты пепла Бишоп, Мазама и др.). Широко известны плейстоценовые перигляциальные явления. Многочисленны и широко распространены приподнятые прибрежные морские террасы, свидетельствующие о недавних относительных изменениях уровня моря значительного масштаба; местами эти террасы заметно деформированы. В районе зал. Пьюджет-Саунд до сих пор продолжаются гляциоизостатические процессы.

Тихоокеанский регион благодаря своей молодости и активности дает многочисленные и наиболее убедительные свидетельства динамичности процессов, протекающих на земном шаре. Это поистине природный эксперимент, доступный для наблюдения в его развитии. В наши дни здесь еще существуют активные ледники (в северных горах), часто происходят землетрясения и сбросы, крупные участки территории продолжают испытывать поднятие или погружения; бездействие многих вулканов только кажущееся: они переживают период покоя перед очередным извержением.

Минеральные ресурсы

Рудные ископаемые. За длительный период из недр региона было добыто огромное количество металлических руд. Ключевую роль в расселении белого населения и освоении региона сыграл золотоносный пояс Мадзер-Лод («Материнской жилы») в северных горах Сьерра-Невады и поистине уникальное месторождение серебра Комсток в Неваде. Золотые россыпи после 1849 г. были быстро выработаны, однако в небольших количествах золото

добывается еще и в настоящее время. Почти до 1950 г. в перидотитовом поясе, протянувшемся вдоль побережья от Северной Калифорнии до Вашингтона, производилась добыча руд хрома в значительном масштабе; в Ридле (Юго-Западный Орегон) еще сейчас добывается никель. В горах Олимпус имеются небольшие залежи марганцевых руд. В одном из крупнейших действующих горных округов Кер-Д'Ален, в Северном Айдахо, добывают серебро, свинец и цинк. В районе восточных подножий Сьерра-Невады, вблизи Бишопа (Калифорния), разрабатываются вольфрам, медь и молибден.

Ртуть добывается в нескольких округах, в частности в Береговых хребтах Центральной Калифорнии. В свое время эксплуатировалось несколько мелких месторождений урана.

Нерудные ископаемые. В настоящее время в регионе они представляют бо́льшую ценность, чем рудные. Это главным образом известняки, используемые при производстве цемента, высокоглиноземистые глины, диатомиты, строительный камень, заполнитель бетона. Высококачественный известняк Тихоокеанского региона представляет наибольший интерес, так как крупные месторождения чистых карбонатных пород в районах со столь сложным тектоническим строением сравнительно редки. Кроме того, эксплуатируются большие запасы палеозойских и триасовых известняков и небольшие месторождения меловых и третичных известняков в Береговых хребтах. По данным Горного бюро США, по добыче рудных и нерудных ископаемых Калифорния занимает первое место среди 12 западных штатов США.

Горючие ископаемые. В начале нашего столетия в бухте Кус (Орегон) и в районе зал. Пьюджет-Саунд (Вашингтон) производилась добыча каменных углей, позднее месторождения были заброшены. Современные энергоисточники Тихоокеанского региона — нефть, газ, древесные опилки и гидроэлектрическая энергия.

Нефть и газ в значительных масштабах добываются только в Калифорнии. В значительно меньшем количестве они извлекаются в Вашингтоне. Во всех трех прибрежных штатах, особенно на акваториях, активно ведутся нефтепоисковые работы. Калифорнийские нефтепроявления выявлены и используются уже с 60-х гг. XIX в. В районе этих выходов были пробурены первые скважины. В начале XX в. поиски начали проводиться на геологической основе, что быстро дало положительные результаты. Только в 1908 г. было обнаружено не менее трех крупных антиклинальных месторождений. Благодаря молодости Южно-Калифорнийской геологической структуры и аридности климата многие из наиболее крупных структурных ловушек были выявлены почти исключительно благодаря их выраженности в рельефе. Основное количество нефти в Южной Калифорнии добывается из кайнозойских отложений, а газ, впервые выявленный в гидрогеологической скважине в 1854 г., связан преимущественно с меловыми породами северной части Грейт-Валли. Общая добыча нефти на одном из крупных месторождений региона Мидуэй — Сансет—Буэна-Виста на юге Грейт-Валли превышает на сегодняшний день 130 млн. т. По суммарной добыче нефти и природного газа Калифорния находится среди четырех или пяти ведущих добывающих штатов США.

Р. Х. Дотт, мл.

ПРОВИНЦИЯ СКАЛИСТЫХ ГОР

Провинция Скалистых гор США входит в состав крупнейшего пояса Скалистых гор, значительно превышающего ее по площади и пересекающего на западе Североамериканский материк. Этот горный пояс, в свою очередь, составляет часть 17 000-километрового «станового» хребта Америки, включающего Южноамериканские Анды и называемого иногда вслед за Александром Гумбольдтом Американской Кордильерской системой. В пределах США пояс Скалистых гор представлен прерывистым горным кряжем, протягивающимся от канадской границы через Монтану, Айдахо, Вайоминг и Колорадо в пределы Северного Нью-Мексико, где он уже теряет свое значение морфотектонической единицы. Восточной границей пояса служат расчлененные Передовые хребты, обращенные своим фронтом к Великим равнинам. Гребень Скалистых гор часто образует континентальный водораздел. На западе горный пояс обычно постепенно сменяется межгорными плато и впадинами (см. разделы: провинция плато Колорадо, провинция Бассейнов и Хребтов, регион Тихоокеанских Кордильер).

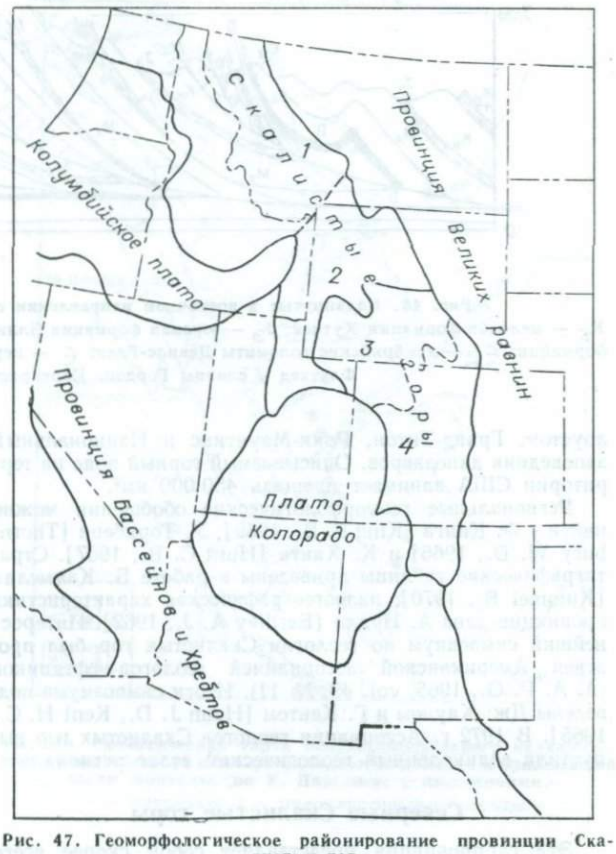


Рис. 47. Геоморфологическое районирование провинции Скалистых гор.

1—4 — Скалистые горы: *1* — Северные, *2* — Центральные, *3* — бассейн Вайоминг, *4* — Южные.

Н. Феннеман [Fenneman N. M., 1931] выделил в составе провинции Скалистых гор США четыре субпровинции: Северные Скалистые горы (*1*), Центральные Скалистые горы (*2*), бассейн Вайоминг (*3*), Южные Скалистые горы (*4*). Для удобства изложения вторая и третья субпровинции рассматриваются нами совместно (рис. 47). Некоторые исследователи Скалистые горы подразделяют только на Северные и Южные.

Отдельные вершины Скалистых гор достигают высоты 4300 м, а относительное превышение хребтов над поверхностью прилегающих равнин часто составляет 2000 м. Недавнее возобновление поднятия привело к глубокому расчленению рельефа и формированию каньонов. Из-за своей исключительной живописности многие участки горного пояса были превращены в национальные парки и заповедники, например национальные парки Глейшер, Йел-

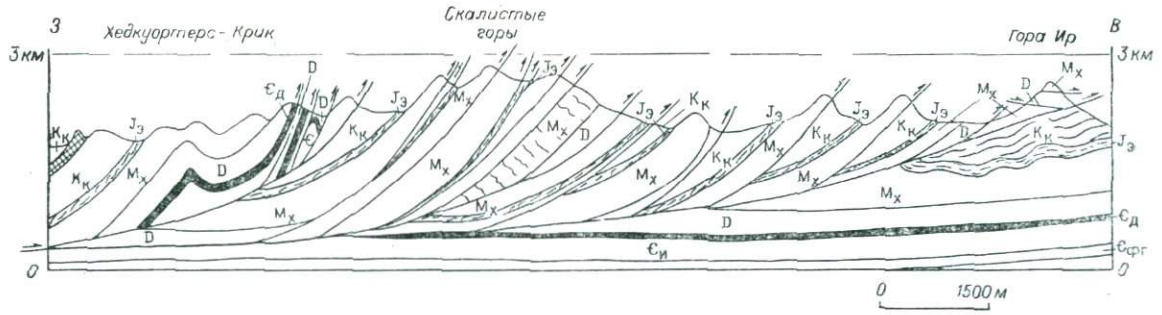


Рис. 48. Надвинутые в восточном направлении структуры гор Сотут, Монтана [Deiss C. F., 1943в].

K_K — меловая формация Кутней; $J_Э$ — юрская формация Эллис; M_X — миссисипские известняки Ханна; D — безымянная девонская формация; $\epsilon_Д$ — кембрийские доломиты Девилс-Глен; ϵ — нерасчлененные кембрийские известняки; $\epsilon_{ФГ}$ — кембрийские песчаники Флатхед и сланцы Гордон. Перекрестной штриховкой показаны силлы диоритов.

лоустон, Гранд-Титон, Роки-Маунтинс и Национальный заповедник динозавров. Описываемый горный пояс на территории США занимает площадь 450 000 км².

Региональные геоморфологические обобщения можно найти у Ф. Кинга [King P. B., 1959], У. Торнбери [Thornbury W. D., 1965] и К. Ханта [Hunt C. B., 1967]. Стратиграфические таблицы приведены в работе Б. Каммелла [Kummel B., 1970]; палеогеографическая характеристика провинции дана А. Ирдли [Eardley A. J., 1962]. Интереснейший симпозиум по геологии Скалистых гор был проведен Американской ассоциацией геологов-нефтяников (A. A. P. G., 1965, vol. 49, № 11). Итоги симпозиума подведены Дж. Хауном и Г. Кентом [Haun J. D., Kent H. C., 1965]. В 1972 г. Ассоциация геологов Скалистых гор выпустила великолепный геологический атлас региона.

Северные Скалистые горы

Эта субпровинция представляет собой скорее всего цепь отдельных гор с разделяющими их участками плато и долин, а не отчетливо выраженный хребет. Она сложена главным образом обширной зоной развития докембрийских кристаллических и осадочных пород, деформированных еще в докембрии; впоследствии на них наложились сложные структуры позднемезозойско-кайнозойского возраста, простирающиеся преимущественно в субмеридиональном север-северо-восточном направлении и определяющие конфигурацию речной сети.

Основная рифтовая долина представлена «рвом Скалистых гор», продолжающимся далее на север-северо-запад вдоль всего простирания Скалистых гор Канады. Выдающийся интерес в этом секторе представляют верхнедокембрийские отложения серии Белт, замечательные своей малой измененностью и содержанием интересных окаменелостей примитивных организмов.

С этим сложно построенным массивом докембрийских пород граничат разрозненные сегменты гор — площади развития палеозойских геосинклинальных толщ. Находящееся на северо-западе субпровинции нагорье Оканаган высотой до 1500 м характеризуется холмисто-грядовым рельефом; здесь широко распространены сложноскладчатые, измененные осадочные толщи палеозоя с мезозойскими — раннекайнозойскими гранитными интрузиями. На юго-западе, в горах Салмон-Ривер, расположен гигантский батолит Айдахо, выраженный в рельефе расчлененным плато размером 500×200 км (вытянутым в меридиональном направлении). Равновысотная поверхность его вершин, по мнению некоторых исследователей, предполагает существование древнего пенеплена. Ущелье р. Салмон имеет глубину 2000 м и значительно превосходит Большой каньон р. Колорадо и Адский каньон. Батолит Айдахо окаймлен метаморфизованными геосинклинальными породами палеозоя.

На востоке и юго-востоке провинции как палеозой, так и мезозой представлены мощными миогеосинклинальными толщами, сложноскладчатыми и нарушенными северо-восточными надвигами. Выявлены и мезозойские гранитные интрузии, например батолит Боулдер, вершина которого почти достигает абсолютной высоты 4000 м.

Вдоль восточной границы Северных Скалистых гор протягивается важная переходная зона к Великим равнинам — пояс предгорий, осложненный складчатостью и разломами («пояс дробления» или «зона структур Великих равнин»). Здесь верхнепалеозойско-мезозойско-нижнетретичные породы западной части Великих равнин оказались запрокинутыми и надвинутыми под воздействием восточных сил на структуры предгорий (рис. 48). Развиты крупные пологие надвиги (например, Льюис), по поверхностям которых тектонические покровы переместились к востоку на расстояние до нескольких десятков километров. В результате породы от докембрийского до миссисипского возраста были надвинуты на меловые и более молодые отложения. Гора Харт — крупный клипп надвига Льюис — является классическим примером эрозионного останца покрова, хорошо выраженного в рельефе.

Довольно значительная часть «надвигов» в действительности представляет собой гравитационные оползни, что в горах Берпо впервые было установлено Ф. Ривсом [Reeves F., 1946]. Преобладающая роль оползневых процессов в формировании покровов была показана У. Пирсом [Pierce W. G., 1957], предложившим термин «надвиги отрыва». В Альпах такие образования можно было бы назвать «поверхностными покровами», поскольку они, очевидно, перекрывали существовавший тогда рельеф. В «поясе дробления» имеются отчетливые примеры запрокидывания структур к югу, у западного борта впадины Крейзи-Маунтинс, вблизи от Бозмена (восточное окончание линеамента Монтана, см. ниже).

Между хребтами провинции Северных Скалистых гор располагаются многочисленные линейные троги и грабены, частично заполненные верхнетретичными и четвертичными континентальными осадками. В последних содержится значительное количество ледникового материала. Абсолютные отметки местами превышают 3000 м; на севере, в национальном Глейш-парке и в заповедниках Льюис и Кларк, имеются многочисленные небольшие современные ледники.

Четвертичные материковые ледники спускались с Канадских Скалистых гор до Спокана на юго-западе и Миссулы на юге. Во время стаивания ледника в Западной Монтане образовалось огромное ледниковое оз. Миссула длиной свыше 300 км и глубиной местами до 600 м. Прорыв ледяных запруд привел к катастрофическому сбросу вод к юго-западу, на Колумбийское плато; в результате возникли Споканский «скэбленд» (ныне — грубо расчлененная местность), кули (протоки), гигантские знаки ряби и т. д.

Далее на юге образовались небольшие горные ледники, сформировавшие сложные морены и террасы в межгорных долинах.

Центральные Скалистые горы и бассейн Вайоминг

Северные Скалистые горы почти полностью отграничены от Центральных равниной Снейк-Ривер в Юго-Западном Айдахо и долиной р. Йеллоустон в Юго-Западной Монтане. Основная зона взбросов и надвигов Центральных Скалистых гор образует меридиональный пояс, простирающийся вдоль западной границы Вайоминга к югу, на север Центральной Юты (хр. Уосатч), и ограниченный широтными простираниями гор Юинта. В срединной части Вайоминга Центральные Скалистые горы представлены сводом Суитуотер (поднятие горы Гранит), в Северном Вайоминге — горами Бертут и Биг-Хорн, на востоке — хр. Шермана.

Бассейн Вайоминг, занимающий юго-западную и центральную часть штата Вайоминг, включает в себя более мелкие впадины различного типа, разделенные отрогами Центральных Скалистых гор, например горами Уинд-Ривер, а на юго-востоке провинции — Южными Скалистыми горами. Крупнейшая из этих впадин — Грин-Ривер. Таким образом, Центральные Скалистые горы следует рассматривать вместе с межгорными впадинами; правда, название «впадина» к этим отрицательным морфоструктурам можно применить только условно, поскольку их средние абсолютные отметки обычно превосходят 2000 м, а высота хребтов не превышает 3000 м. В морфотектоническом отношении этот пояс соответствует «цвишенгебирге», или срединным массивам Евразии, и «альтиплано» (высокогорным плато) Анд.

На севере и на юге Центральные Скалистые горы срезаны двумя крупными поперечными линеаментами. Северный — «разрыв Монтана» — представляет собой сложную зону дробления субширотного (запад-северо-западного) простирания, связанную с серией кулисообразных сбросов, ориентированных в общем северо-восточном направлении (например, грабен Лейтер — зона разломов Хантли), и с рядом кулисообразных складок главным образом северо-западного простирания. Все эти нарушения связывают с крупным левосторонним сдвигом фундамента. На юго-востоке зона выражается разломом Абсарока, на северо-западе — разломами Льюис и Кларк и линеаментом Осборн в районе Миссула. В ее пределах зарегистрирован ряд сильных землетрясений. Эта поперечная структура пересекает также геосинклинальный пояс Кордильер с его ларамийскими покровами, протягивающимися вдоль восточного фронта Северных Скалистых гор и вдоль западного — Центральных.

Южный поперечный линеамент контролируется южной границей широтных гор Юинта — разломом Кортес—Юинта, который продолжается также на запад, в провинцию Бассейнов и Хребтов, а в восточной части территории отклоняется на юго-восток и юг-юго-восток, образуя зону кулисообразно расположенных блоков и сильно нарушенных структур (шарниры которых изогнуты против часовой стрелки) Южных Скалистых гор.

Фундамент Центральных Скалистых гор сложен докембрийскими породами главным образом северо-восточного (до меридионального) простирания с абсолютным возрастом 1300—1800 млн. лет, а в некоторых ядрах даже до 2,7 млрд. лет. Таким образом, он сопоставим с фундаментом провинции оз. Верхнего Канадского кратона. Это был период последней значительной активизации орогенических движений на большей части территории, хотя на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя неоднократно имело место менее ярко выраженное возобновление тектонической деятельности, проявлявшееся в виде обширных

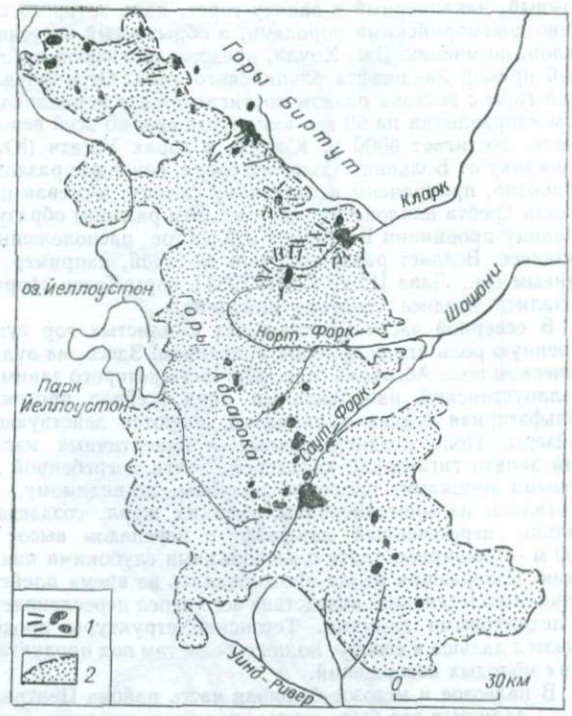


Рис. 49. Схематическая карта позднекайнозойского вулканического поля Абсарока в Северо-Западном Вайоминге и прилежащей части Монтаны, по У. Парсонсу, с изменениями.

1 — интрузии; *2* — пирокластические породы.

изгибов структур и формирования блоков. Таким образом, впадины представляют собой результат последовательно активизировавшихся зон прогибания; в центральных частях этих впадин сохранились наиболее полные разрезы их осадочных пород, все более значительно срезаемые по мере приближения к приподнятым бортам впадин. На ряде участков бассейны ограничены очень крутыми, иногда вертикальными склонами. Пограничные структуры характеризуются крутыми падениями, осложнены разломами, а иногда даже запрокинуты в сторону впадин, что придает примыкающим поднятиям почти диапировый облик; примерами могут служить горы Бертут и Биг-Хорн. В районе гор Уинд-Ривер и Юинта также преобладают вертикальные движения, сформировавшие антиклинали с ядрами, сложенными докембрийскими породами.

Как уже упоминалось, в западной краевой зоне Центральных Скалистых гор развиты довольно типичные «орогенные» разрезы геосинклинальных отложений палеозоя и мезозоя. Они интенсивно дислоцированы и, как в Северных Скалистых горах, надвинуты с запада на нижнетретичные образования. Г. Мэнсфилд [Mansfield G. R., 1927] назвал эту зону «горным поясом Вайомайд *».

Эпейрогенические движения в регионе начались в олигоцене, однако современный рельеф Центральных Скалистых гор предопределила главным образом позднекайнозойская глыбовая тектоника, в результате которой образовались блоки общего меридионального простирания. Так, горы Трентон в Западном Вайоминге образуют ог-

* Западная часть пояса Центральных Скалистых гор названа горами Вайомайд по названию двух штатов, на территории которых они расположены, — Вайоминг и Айдахо. — *Прим. пер.*

ромный, наклоненный к западу горст, ядро которого сложено докембрийскими породами, а обрывистый восточный склон, по мнению Дж. Хоула, представляет собой наглядный пример ландшафта альпийского типа. Ограничивающий горы с востока разлом протягивается в меридиональном направлении на 60 км; амплитуда его, по всей вероятности, достигает 6000 м. Южнее, в горах Уосатч (Юта), к востоку от Большого Соленого озера, основные разломы, напротив, приурочены к западному склону, а осевая плоскость хребта наклонена к востоку. Эти разломы образуют границу провинции Бассейнов и Хребтов, расположенную западнее. Возраст разломов очень молодой, например, по данным Дж. Лава [Love J. D., 1954], горы Тетон сформировались позднее среднего плиоцена.

В северной части Центральных Скалистых гор существенную роль играл молодой вулканизм. Здесь, на вулканическом поле Абсарока (рис. 49), часть которого занимает Йеллоустонский национальный парк, сейчас протекает сольфатарная стадия вулканизма; имеются действующие гейзеры. Поле позднетретичных — четвертичных излияний занято гигантской кальдерой, почти погребенной лавовыми потоками; пепловые покровы, по-видимому, извергались из многочисленных мелких жерл, создающих сильно пересеченный ландшафт с перепадом высот до 500 м — обширное плато с несколькими глубокими каньонами. Извержения пепла продолжались во время плейстоценового оледенения, вследствие чего пепел переслаивается с ледниковыми глинами. Тетонские структуры продолжаются дальше к северу, но погребены там под продуктами этих молодых извержений.

В палеозое и мезозое бо́льшая часть района Центральных Скалистых гор была открытым морем, впадины Западного Вайоминга обособились только в кайнозое. В некоторых местах образовались бурые угли и лигниты, являющиеся теперь важными энергетическими ресурсами. Во впадине Грин-Ривер в эоцене накопились озерные толщи, содержащие огромные запасы горючих сланцев и ряд различных эвапоритовых минералов. По условиям седиментации эту зону можно сравнить с некоторыми современными озерами Восточно-Африканской рифтовой долины. Климат здесь на протяжении большей части третичного периода был теплым (частично влажным, частично сухим), в результате скопилось много остатков флоры и фауны, особенно млекопитающих.

На многих возвышенностях заметны следы деформированной эрозионной поверхности, которая по-разному интерпретировалась геоморфологами. Ее называют «вершинным пенепленом»; возможно, она образовалась в раннетретичную эпоху [Atwood W. W., Atwood W. W., jr, 1938]; эта интерпретация отвергается Дж. Мэкином [Mackin J. H., 1947]. В настоящее время древняя поверхность значительно приподнята. Полагают, что она сохранилась под средне- и позднекайнозойскими вулканическими породами и позднее была существенно деформирована. К плиоцену частично в комбинации с первой образовалась другая эрозионная поверхность, называемая «пенепленом Скалистых гор», «пенепленом Шермана» или «субвершинным пенепленом». Некоторые исследователи классифицируют эту поверхность как педиплен, особенно учитывая ее значительное удаление от моря. Она связана с континентальной плиоценовой формацией Огаллала Великих равнин. К этому времени от Скалистых гор, по-видимому, остались лишь островные останцы, погребенные почти целиком под эллювием. Эта более молодая и более низкая поверхность была интерпретирована Дж. Мэкином [Mackin J. H., 1947] как педиплен; более высокие поверхности он рассматривал как антипланационные образования плейстоценового возраста.

В позднем плиоцене начался значительный и обширный региональный подъем территории, продолжавшийся в менее активной форме в течение четвертичного периода. Кроме того, в зонах существовавших поднятий и вдоль поверхностей разрывов происходили дифференцированные воздымания, достигавшие нескольких тысяч метров. Они привели не только к общему оживлению процессов эрозии, но и к существенному понижению температур в плейстоцене. В холодные периоды снеговая линия, возможно, опускалась на 1000 м ниже современной.

Центральные Скалистые горы подверглись сильному четвертичному оледенению, и большинство вершин выше 2500 м оказалось под воздействием ледников либо интенсивных перигляциальных процессов. В Вайоминге, по данным Э. Блакуэлдера, а позже Г. Ричмонда, в среднем плейстоцене оледенение было преимущественно предгорного типа, в висконсинское время — с долинными ледниками. В горах Тетон долинные ледники опускались ниже уровня 2000 м, а в горах Уосатч и Бертут — еще более низко.

В конце третичного и в четвертичный периоды происходило непрерывное понижение базиса эрозии компенсационного характера. Оно было отчасти региональным, и речные ущелья, рассматривавшиеся ранее как антецедентные, теперь все большим числом исследователей признаются наложенными; активная эрозия рыхлого озерного и аллювиального выполнения впадин обнажила останцы древних гор, которые размывались руслами рек, например Грин-Ривер, Биг-Хорн, Шошони, Суитуотер и др.

Южные Скалистые горы

Наиболее обособленная и четко ограниченная из субпровинций Скалистых гор — Южная — характеризуется меридиональным простиранием и протягивается через центральную часть Колорадо, затухая на севере в Юго-Восточном Вайоминге, а на юге — в Центральном Нью-Мексико. В позднем палеозое в этой зоне образовались «Древние Скалистые горы», в основном исчезнувшие в течение мезозоя. Главные черты их сформировались в ходе ларамийской орогенической фазы. Южные Скалистые горы образовались в результате не широтного сжатия, а преимущественно вертикальных глыбовых движений, по мнению Ф. Кинга [King P. B., 1959], сопровождавшихся боковыми вращательными движениями против часовой стрелки, что привело к формированию кулисообразных структур, ориентированных в общем север-северо-западном направлении. Наряду с образовавшимся здесь основным крупным сдвигом северо-восточного простирания отмечаются многочисленные второстепенные сбросо-сдвиги с левым боковым смещением.

Главный меридиональный водораздел, расположенный ныне на границе с Великими равнинами, это Передовой хребет (Фронт-Рейндж) с его вертикальными или слегка запрокинутыми прерывистыми граничными разломами. На севере он сливается с хр. Шермана в Вайоминге, но также и разветвляется, причем северо-западная его ветвь образует горы Медисин-Боу. На западе, отделенные впадиной Норт-Парк, расположены поднятия: хр. Парк и горы Уайт-Ривер. К югу кулисообразно от Передового хребта тянется поднятие Суоч, продолжающееся через Колорадо в пределы Нью-Мексико (опять же кулисообразно) в виде гор Сангре-де-Кристо. На юго-западе расположена своеобразная структура — широкое поднятие Сан-Хуан, по-видимому асимметричное ларамийское поднятие, большей частью перекрытое вулканическими отложениями плато. В то время как бо́льшая часть Северных и Центральных Скалистых гор дренируется на запад, в Тихий океан, две трети стока Скалистых гор направляются на восток, в Мексиканский залив; это — реки Северный и Южный Платт, Арканзас и Рио-Гранде; р. Колорадо характеризуется западным направлением стока.

Как и повсюду в этой провинции, фундамент сложен докембрийскими гранитами и высокометаморфизованными породами, возраст которых варьирует от 1100—1300 до

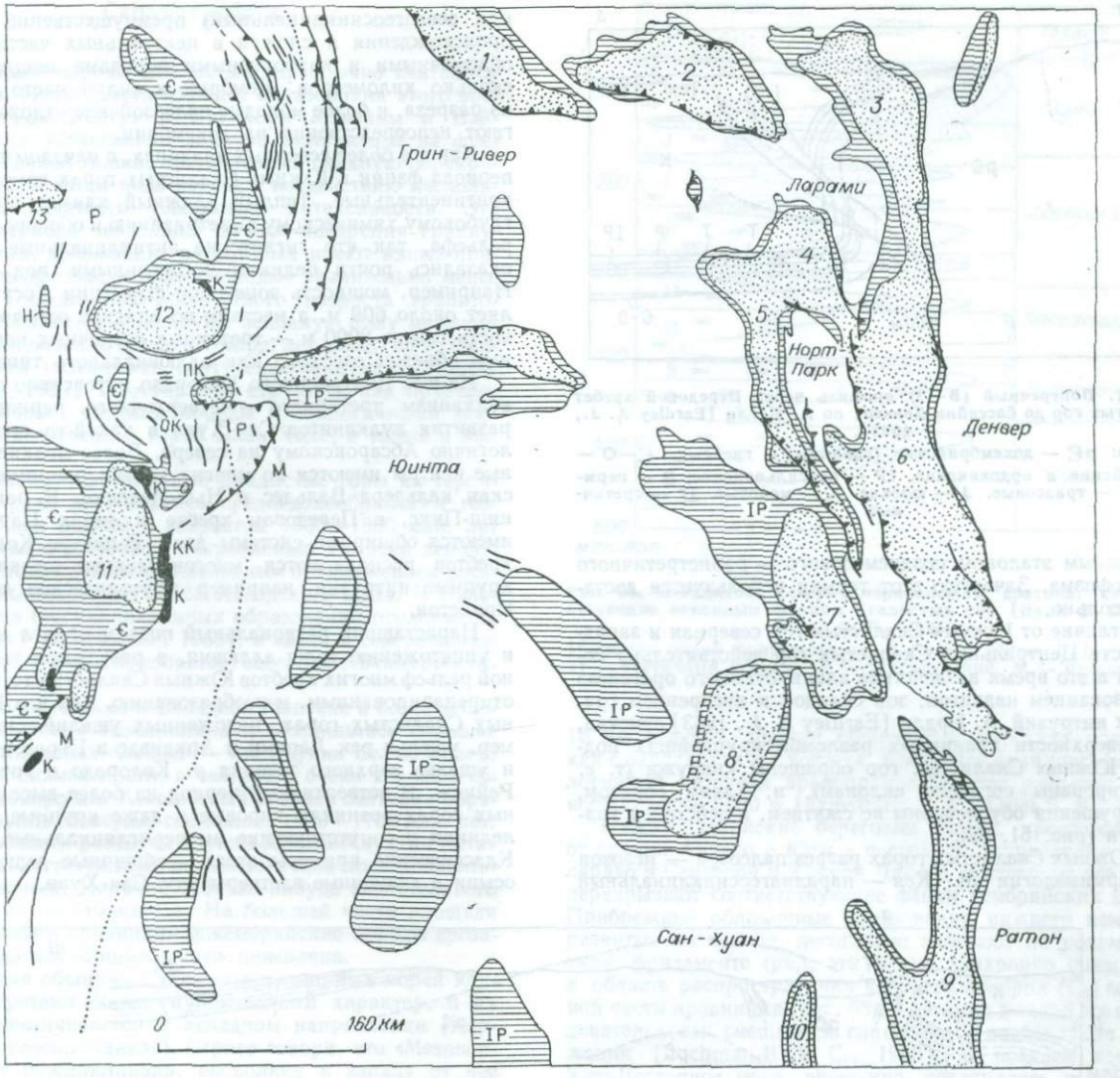


Рис. 50. Основные структурные элементы Южных Скалистых гор [Eardley A. J., 1968].

Заштрихованные участки — обнажающиеся на поверхности породы докембрия (Є); участки, ограниченные замкнутыми контурами на площади шельфа (Юта, Колорадо), — выходы палеозойских пород: IP — преимущественно пенсильванские; P — пенсильванские и пермские. Участки, ограниченные замкнутыми контурами в области развития миогеосинклинали (западная часть Юты), — выходы кембрийских пород: К — основные перемещенные оползневые массивы; КК — оползневые массы хр. Каньон, ОК — горы Окуир; ПК — поднятие Коттонвуд: М — мезозойские осадочные породы; Н — антиклиналь Ньюфаундленд; С — горы Стэнсберри. Оси складок и линии надвигов показаны жирными линиями; пунктирная линия — восточная граница провинции Бассейнов и Хребтов.

1—13 — горы и хребты: *1* — Уинд-Ривер, *2* — Суитуотер, *3* — Ларами, *4* — Медисин-Боу, *5* — Парк-Рейндж, *6* — Передовой хребет, *7* — Суоч, *8* — Сан-Джон, *9* — Сангре-де-Кристо, *10* — Сандия, *11* — Севир, *12* — Северная Юта, *13* — Айдахо; названия на карте — бассейны.

2000 млн. лет; они имеют преимущественно северо-восточные простирания. К востоку от гор Ларами обнаружено *интересное анортозитовое тело; подобно аналогичному* телу в горах Адирондак, в кровле его имеются линзы титановых руд. Менее измененные метаосадочные породы в горах Медисин-Боу содержат замечательные образцы строматолитовых водорослей.

Бóльшая часть Южных Скалистых гор имеет докембрийские основания, которые на протяжении палеозоя и мезозоя постепенно воздымались, что привело к образованию широких антиклиналей (рис. 50). В позднем мелу и раннем палеоцене возобновились вертикальные движения по новым структурным линиям; это были проявления ларамийского платформенного «орогенеза», возраст которого определяется в 65 млн. лет. *До некоторой степени это* название может ввести в заблуждение, так как последний настоящий орогенез с предшествующей ортогеосинклинальной седиментацией произошел в наиболее типичных районах в среднем докембрии. В ларамийское время здесь происходило образование крупных взбросов типа «флёр-де-лис» («цветок лилии»), но бóльшая часть фанерозойских поднятий была существенно эпейрогенической и тафрогенной (блоковые структуры). Однако исторически сложилось так, что ларамийские события стали международно

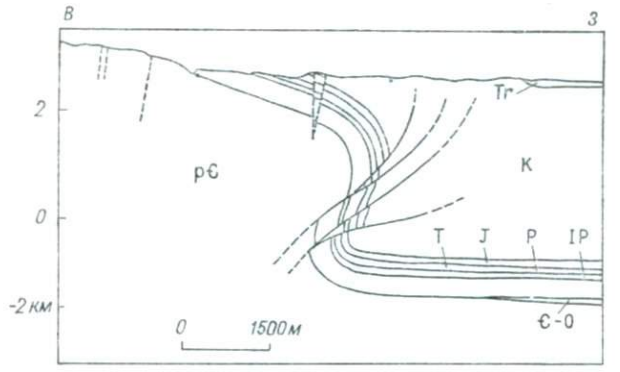


Рис. 51. Поперечный (В—З) профиль через Передовой хребет Скалистых гор до бассейна Денвер, по А. Ирдли [Eardley A. J., 1968].

Породы: pЄ — докембрийские (граниты и гнейсы); Є—О — кембрийские и ордовикские, IP — пенсильванские; P — пермские, T — триасовые, J — юрские, K — меловые, Tr — третичные.

признанным эталоном позднемелового — раннетретичного диастрофизма. Зачастую этот термин используется достаточно вольно.

В отличие от Южных Скалистых гор северная и западная части Центральных Скалистых гор действительно испытали в это время воздействие альпинотипного орогенеза с образованием надвигов, зон складок и внедрением гранитных интрузий. А. Ирдли [Eardley A. J., 1963] отмечал, что поверхности граничных разломов крупнейших поднятий Южных Скалистых гор обращены кнаружи (т. е. ориентированы согласно склонам), и, таким образом, эти нарушения обусловлены не сжатием, а действием гравитации (рис. 51, 52).

В Южных Скалистых горах разрез палеозоя — мезозоя (по терминологии М. Кея — паралиагеосинклинальный или зевгогеосинклинальный) преимущественно морского происхождения и сложен в центральных частях впадин обломочными и карбонатными породами мощностью несколько километров. Кембрий и силур часто выпадают из разреза, и более молодые палеозойские отложения залегают непосредственно на докембрии.

Как и в более северных впадинах, с началом третичного периода фации в Южных Скалистых горах изменились на континентальные. Теплый влажный климат приводил к глубокому химическому выветриванию и общему снижению рельефа, так что гигантские антиклинальные поднятия оказались почти целиком погребенными под элювием. Например, мощность эоценовой формации Уосатч составляет около 600 м, а местами во впадине отмечается мощность свыше 2000 м — третичных осадочных пород, главным образом озерного или аллювиального типа.

На юге Центрального Колорадо интенсивно проявился вулканизм третичного — четвертичного периодов; поле развития вулканитов Сан-Хуан в какой-то степени аналогично Абсарокскому на севере. Более мелкие эруптивные центры имеются во многих местах, например гигантская кальдера Вальдес в Нью-Мексико. В районе Спаниш-Пикс, в Передовом хребте и горах Парк-Рейндж имеются обширные системы даек. В центре Колорадских хребтов располагаются многочисленные штоки и более крупные интрузии, например плутоническое тело горы Принстон.

Нараставший региональный подъем привел к размыву и уничтожению толщ аллювия, в результате чего коренной рельеф многих хребтов Южных Скалистых гор оказался отпрепарированным, и к образованию, как и в Центральных Скалистых горах, наложенных ущелий. Это, например, ущелья рек Ларами и Арканзас в Передовом хребте и ущелье верхнего течения р. Колорадо и горах Парк-Рейндж. В четвертичный период на более высоких северных горах возникли каровые и даже крупные долинные ледники и сопутствующие им перигляциальные явления. Классические примеры этого — обширные делювиальные осыпи и «каменные глетчеры» гор Сан-Хуан.

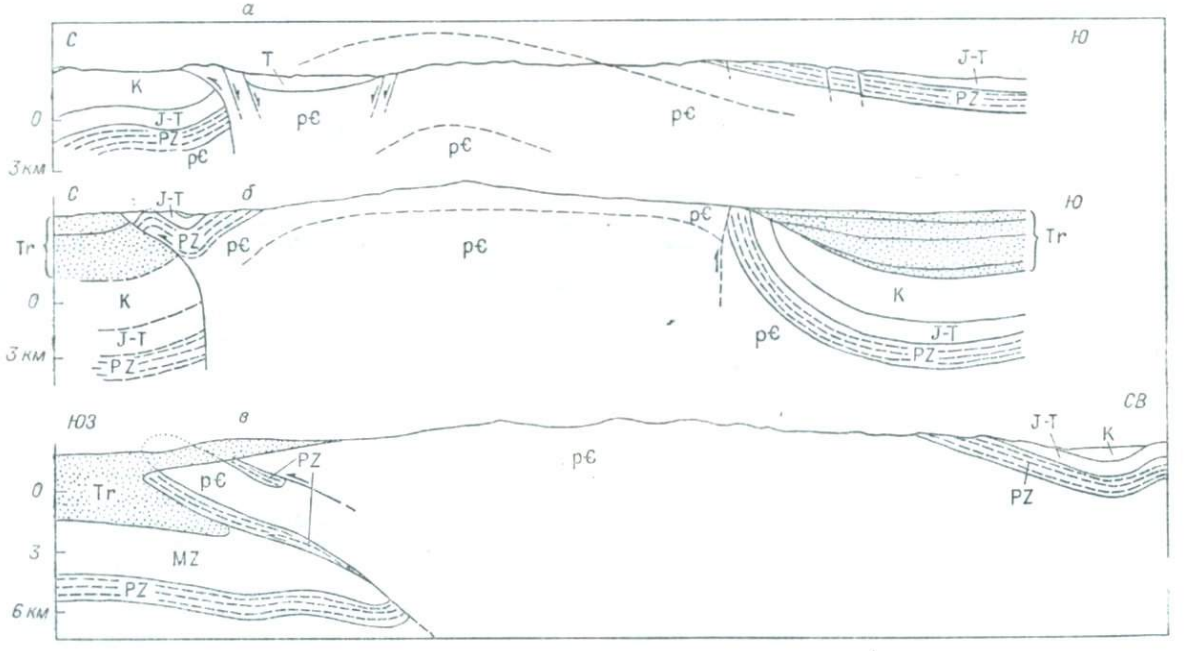


Рис. 52. Профили через хребты Юинта (*а*, *б*) и Уинд-Ривер Центральных Скалистых гор (*в*), отражающие характер периферических сбросов [Eardley A. J., 1968].

MZ — мезозой; J—K — юра и мел, остальные усл. обозначения см. на рис. 51.

Стратиграфия

Древнейшие породы Скалистых гор обычно считаются архейскими. Лучше всего изучены образования этого возраста в горах Бертут и Биг-Хорн Монтаны и Вайоминга. Здесь установлено наличие залегающей на фундаменте осадочной толщи, претерпевшей сильную перекристаллизацию, а затем подвергшейся воздействию нескольких фаз складчатости убывающей интенсивности. Эта толща претерпела несколько этапов внедрения гранитных интрузий, древнейшие из которых имеют явные признаки метаморфизма, а более молодые значительно менее изменены. Определения абсолютного возраста гранитогнейсов и пегматитов фиксируют основную фазу метаморфизма, имевшую место около 2,7 млрд. лет назад; по У. Скинеру, это так называемая бертутская орогения [Skinner W. K. e. a., 1969]. Простирания структур, как правило, северо-восточные; сходные породы с аналогичными простираниями встречены в горах Блэк-Хилс, а также в Манитобе.

По-видимому, Центральные Скалистые горы на территории Колорадо пересекались среднедокембрийским геосинклинальным поясом с возрастом 1300—1800 млн. лет в том же северо-восточном направлении. По всей вероятности, этот пояс служил юго-западным продолжением древнего геосинклинального пояса Канадского щита. В Вайоминге полоса геосинклинальных образований отклоняется к юго-востоку [Blackstone, 1963], а затем в северо-западной части штата снова приобретает северо-восточное простирание.

В восточном Айдахо и Западной Монтане в более молодой докембрийской геосинклинали сохранились большие мощности глинистых сланцев — «надгруппа Белт», иногда содержащая окаменелости, в частности очень хорошей сохранности водоросли. Абсолютный возраст белтских образований (группа Миссула) составляет 1000—1100 млн. лет. На юге, в области развития группы Юинта-Маунтин (штат Юта), предполагается наличие аналогичной последовательности отложений. Наличие сколько-нибудь значительного метаморфизма не отмечается. На большей части площади рассматриваемой провинции докембрийские породы срезаны поверхностью «липальского» пенеплена.

Отложения обширных эпиконтинентальных морей кембрия приобретают более глубоководный характер, и их мощность увеличивается в западном направлении (Кордильерская геосинклиналь). Строго говоря, это «Мезокордильерская» геосинклиналь, поскольку к западу от нее располагалась Кордильерская эвгеосинклиналь. Граница геосинклинали определяется «линией Уосатч» субмеридионального простирания, восточнее которой находится Юта-Вайомингский шельф [Roberts R. J. e. a., 1965]. В течение палеозоя в этом геосинклинальном троге накопилось около

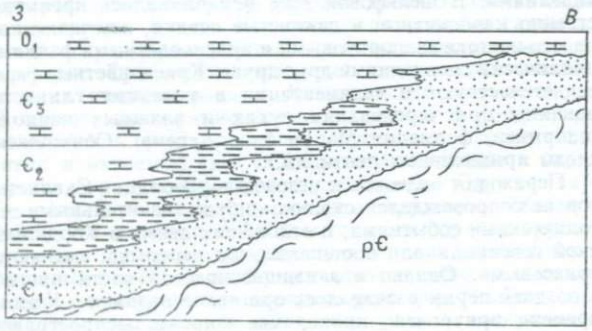


Рис. 53. Идеализированный (внемасштабный) разрез, отражающий постепенное перекрытие кембрийских фаций ордовикскими в направлении с запада на восток (Юта, Айдахо—Колорадо, Южная Дакота, Северная Дакота), по Дж. Хауну и Г. Кенту [Haun J. D., Kent H. C., 1965].

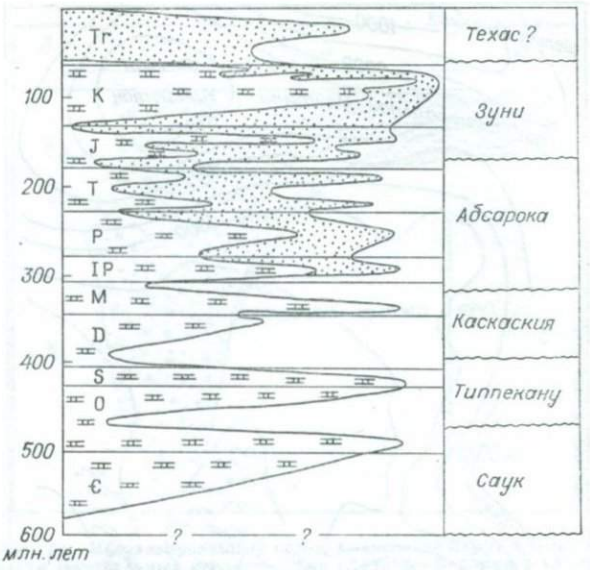


Рис. 54. Мегациклы Северо-Американского кратона, соответствующие основным фациям Скалистых гор [Haun J. D, Kent H. C., 1965].

Названия серий приведены по Л. Слоссу [Sloss L. L., 1963]. Тг — третичный период, IP — пенсильваний, М — миссисипий.

15 км осадков, причем обломочный материал поступал как с запада, так и с востока. Восточнее края шельфа аналогичный интервал времени представлен разрезом мощностью менее 5000 м [Armstrong F. C., Oriel S. S., 1965].

Нижнеордовикские береговые фации, прослеживаясь от границ Айдахо и Юты в восточном направлении к Колорадо и Северной и Южной Дакоте, постепенно все более перекрывают соответствующие фации кембрийских морей. Прибрежные обломочные образования нижнего кембрия, развитые на западе, несогласно залегают на докембрийском фундаменте (рЄ); эти фации диахронно смещаются в область распространения верхнего кембрия ($Є_3$) восточной части провинции (рис. 53), а за ними в такой же последовательности смещаются глинистые и карбонатные отложения [Lochman-Balk C., 1956]. В позднем кембрии Юго-Восточное море, возможно, соединялось через Центральный Колорадо с Западным. Кембрийские породы в большинстве мест согласно перекрываются нижнеордовикскими, представленными карбонатными фациями, завершающими, таким образом, первый крупный фанерозойский мегацикл, соответствующий серии Саук Л. Слосса [Sloss L., 1963] (рис. 54).

В конце раннего и в среднем ордовике начался «цикл Типпекану», продолжавшийся до позднего силура. Породы этого цикла в большинстве мест залегают несогласно на образованиях от докембрийского до раннеордовикского возраста. За базальными обломочными толщами все с большим перекрытием следуют эпиконтинентальные известняки и песчаники подобно тому, как это было в кембрии. Хотя бóльшая часть разреза в зоне, тянущейся из Северо-Восточной Аризоны в Вайоминг, была уничтожена эрозией, сохранились останцы, по которым можно судить о непрерывной седиментации в период максимальной трансгрессии. Особый интерес представляют песчаники Хардинг, в которых обнаружено изобилие конодонт и первые рыбы — агнатиды. В известняках Фермонт имеются кораллы, брахиоподы и крупные моллюски.

Силурийские породы на большей части площади Скалистых гор, по-видимому, согласно перекрывают ордовикские, однако в результате сильной эрозии разрез сохра-

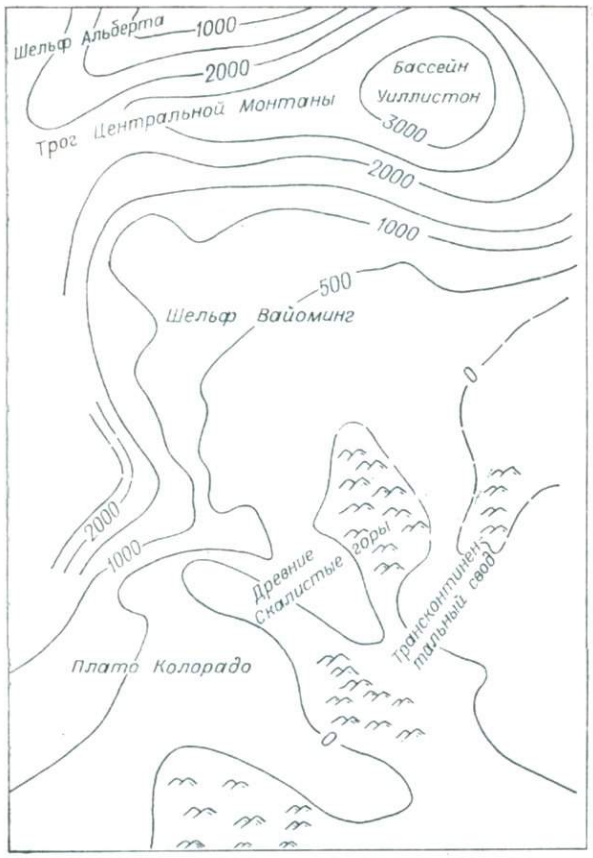


Рис. 55. Карта мощностей миссисипских отложений провинции Скалистых гор [Haun J. D., Kent H. C., 1965].

нился в сравнительно немногих местах, преимущественно на участках, приуроченных к жерлам диатрем. Он характеризовался на большей части региона спокойной обстановкой мелководного моря и главным образом карбонатными фациями. Позднесилурийская регрессия имела почти общеконтинентальный характер; она совпала с классическим каледонским максимумом, т. е. с проявлением арденнской орогенической фазы (395 млн. лет назад).

После позднесилурийского диастрофизма начался следующий мегацикл, или отложение серии Каскаския, когда среднедевонские образования трансгрессивно перекрывали сильно эродированный кратон. «Трансконтинентальный свод» А. Леверсона [Leverson A. I., 1966], сформировавшийся в то время как положительная структура, пересек восточную часть Колорадо и Нью-Мексико; эта структура известна в пределах Мидконтинента также под названием «поднятия Суиксиа».

В раннем карбоне, т. е. в миссисипии, после небольшого перерыва на площади кратона возобновилась морская седиментация (рис. 55). Однако западнее, в пределах Кордильерской геосинклинали, в это время отмечалось активное проявление антлерской орогенической фазы. В течение миссисипия граница «шельф—геосинклиналь» последовательно смещалась к востоку. В некоторых местах на площади кратона миссисипий несогласно залегает на додевонских породах, и вполне возможно, что в его основании имеет место общее несогласие.

Небольшие поднятия в районе современного Передового хребта и других сегментов «Древних» Скалистых гор привели к отложению в базальных горизонтах миссисипия литоральных кластических пород. В остальное время преобладали карбонатные фации, более известные под названием известняков Ледвилл, но углубление широтного трога на площади Монтаны приводило по временам к установлению связи с впадиной Уиллистон, в которой отлагались эвапориты. Поздний миссисипий характеризовался общей регрессией, сопровождавшейся возобновлением поднятий, расширением палео-Передового хребта и поднятия Анкомпагре. Глубокие карстовые полости делают поверхность миссисипия в Вайоминге и Колорадо классическим примером древней поверхности с палеопочвами.

Следующий мегацикл, абсарокский (по Л. Слоссу), возможно, начался уже в самом конце миссисипия. В пенсильвании здесь вновь произошла трансгрессия, во многих местах сопровождавшаяся значительным несогласием. Палео-Передовой хребет и поднятие Анкомпагре поставляли в это время в прилегающие прогибы огромное количество обломочного материала. Вдоль восточных границ Передового хребта одна из сложенных им толщ, формация Фаунтин, образует характерные «утюгообразные» скалистые выступы (с узкой вершиной и широким основанием), венчающие горные отроги.

Синхронные толщи Центрального и Юго-Западного Колорадо представлены соответственно формациями Минтерн и Эрмоса. Здесь во временно отшнуровавшихся впадинах накапливались эвапориты. На северо-западе, в Центральном Вайоминге и Айдахо, сохранялась обстановка устойчивого шельфа с накоплением песчаников и карбонатов.

Пермские отложения в Вайоминге обычно залегают несогласно; граница Кордильерской геосинклинали проходила по дуге, обращенной выпуклостью к юго-востоку, через Айдахо—Западный Вайоминг—Северную Юту [Roberts R. J. e. a., 1965]. Накапливались черные глинистые породы (аргиллиты), фосфориты и кремнистые сланцы (группа Парк-Сити, включающая фосфоритовую формацию). В Восточном Вайоминге отмечается переход к красноцветам и тонкослоистым известнякам формации Гузег (ранее называвшейся Эмбар) и другим породам.

В перми продолжалось поднятие Древних Скалистых гор, дававших столь значительный объем обломочного материала, что бóльшая часть территории Колорадо оказалась приподнятой над уровнем моря. Высокий рельеф юго-западного склона поднятия Анкомпагре обусловил накопление 5000-метровой толщи пермских и пенсильванских осадков. Грубообломочные породы часто относятся к аркозам, что предполагает полуаридный климат и высокую скорость накопления осадков. Краевые части поднятия на севере и на западе характеризовались пустынными условиями с развитием барьеров и лагун. В песчаниках Лайонс отмечается присутствие дюн и береговых валов, местами с характерной косой слоистостью и оползневыми явлениями. В шельфовой зоне накапливались преимущественно карбонатные и глинистые осадки, замещающиеся на юго-востоке эвапоритовыми и красноцветными фациями, циклически сменяющими друг друга. Красноцветные фации свидетельствуют о седиментации в условиях глинистой равнины при чередовании сухих и влажных периодов (например, формация Марун близ Аспена). Обнаружены следы примитивных рептилий.

Переход от палеозоя к мезозою в провинции Скалистых гор не сопровождался сколько-нибудь значительными тектоническими событиями, и отложения перми в Кордильерской геосинклинали постепенно, без перерыва, сменяются триасовыми. Однако в западной краевой части прогиба в поздней перми развивалось орогенное поднятие. К этому времени приурочено проявление широко распространенной на земном шаре орогении: в Европе это палатинская (пфальцская) орогеническая фаза, в Японии — фаза Акиоси и т. д. Формирование поднятия продолжалось и в триасе. В результате миогеосинклинальный этап развития за-

вершился и прогиб стал постепенно разделяться на экзо- геосинклинальные впадины.

На всей площади кратона в основании триаса устанавливается несогласие и отмечается все более значительное вторжение триасовых отложений на восток, в краевые зоны «Древних» Скалистых гор; поднятие Анкомпагре и Северные Скалистые горы в Колорадо оказались перекрытыми верхнетриасовым чехлом, а Передовой хребет резко сократился по площади.

Триасовые фации сходны с пермскими, но здесь еще большее значение приобретают красноцветы; они представлены тонкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами от красного до розового цвета с пропластками эвапоритов. По-видимому, существовал бордерленд сахарского типа, характеризующийся развитием прибрежных равнин, илистых отмелей, дюн и дельт; примером может служить формация Чагуотер в Вайоминге. Эти толщи почти полностью лишены окаменелостей. Языковидные прослои известняков (например, слои Алькова в Вайоминге) распространяются далеко на восток.

В начале юрского периода завершившийся в триасе цикл Абсарока сменился циклом Зуни. В области развития геосинклинального пояса происходило все возрастающее продвижение геосинклинальных фаций к востоку, на площадь бывшего шельфа. В пределах кратона отмечается прогрессирующее перекрытие в восточном направлении (по мере наступления морской трансгрессии) триасовых и более древних отложений все более молодыми толщами.

Бóльшая часть территории Колорадо оставалась сушей, за исключением северо-западных и юго-западных районов. Продолжавшееся погружение в поясе Кордильер привело к накоплению на площади Туин-Крик известняков, глин и грубообломочных пород. На востоке все еще продолжалось накопление красноцветов, например формации Санданс с языковидными прослоями мелководно-морских осадков бореального характера. Этот средне-позднеюрский залив арктического моря иногда называют «Санданским морем». Песчаники Навахо в юго-западной части провинции представляют собой отложения береговых валов и дюн прибрежной равнины. Аналогичный пляжево-дюнный комплекс в северо-западной части территории сложен песчаниками Энтрада. В поздней юре широко распространены неморские пестрые и разноцветные глины и пески Моррисон. Эта формация знаменует переход от жаркого и сухого климата раннего мезозоя к теплому и влажному меловому климату. Формация Моррисон хорошо известна по остаткам окаменевших динозавров, особенно в Комо-Блафф (Вайоминг) и в Национальном заповеднике динозавров (Восточная Юта и Северо-Западный Колорадо).

Наступление мелового периода отмечается еще одним этапом внедрения бореального моря с арктической фауной; при этом происходило трансгрессивное перекрытие в направлении с севера на юг более древних пород отложениями группы Дакота. В период формирования глинистой толщи Скулл-Крик (сантон — кампан) арктическое море пересекло Трансконтинентальный свод и соединилось с теплыми южными водами Мексиканской геосинклинали. Позднеюрские — раннемеловые движения в Кордильерах (невадийская фаза орогенеза) обусловили крупные поднятия и активный снос обломочного материала с запада в узкие, ограниченные по площади впадины. Одна из них — Грин-Ривер — выходит за пределы территории Айдахо — Вайоминга и содержит 7000 м главным образом грубообломочных пород; это классическая посторогенная моласса с мощными прослоями озерных горючих сланцев, имеющих большое экономическое значение (рис. 56). Моласса образовалась в результате сноса обломочного материала во впадину Грин-Ривер на протяжении раннего мела, поступавшего из надвиговой зоны Айдахо—Вайоминг, с хребтов Вайомайд — недавнего поднятия Кордильерского орогенического пояса.

В это время происходили важные палеогеографические

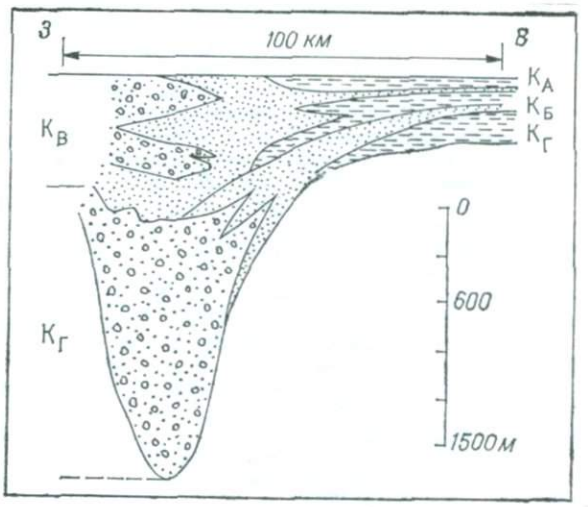


Рис. 56. Идеализированный разрез молассовой фации в западной части Центральных Скалистых гор (Айдахо—Вайоминг) [Armstrong F. C., Oriel S. S., 1965].

Меловые породы (К): $К_В$ — формация Вайан; $К_Г$ — группа Ганнет; $К_А$ — формация Аспен; $К_Б$ — формация Бэр-Ривер.

изменения: вся площадь пояса Кордильер оказалась приподнятой над уровнем моря, все больше вовлекалась в поднятие также и прилегающая западная половина провинции. Условия прибрежных равнин и дельт постепенно распространились на восток. Примером этого являются речные песчаники Дакота (отчетливо выраженные циклические русловые разрезы), выше которых залегают преимущественно континентальные осадки формации Месаверде. Увеличение глубины моря в позднем мелу (коньяк) привело к накоплению известняков Найобрэра в характерных фациях писчего мела, отражающих всемирную вспышку популяции известковистого пелагического морского нанопланктона — кокколитов и фораминифер. Вверх по разрезу известняки Найобрэра переходят в глины Пьер (сантон — кампан) — 1000-метровую толщу, содержащую конкреции с исключительно красивыми аммонитами. Окончательное отступление моря местами отмечалось торфяными (впоследствии угленосными) болотами, например формации Ларами.

В меловой период проявления ларамийской орогенической фазы распространялись все более широко и достигли максимума на границе с третичным периодом (около 65 млн. лет назад). Как уже указывалось ранее, в типовом районе (Колорадо-Вайомингский кратонический шельф) это был германотипный диастрофизм, характеризующийся блоковыми движениями, а не общей активизацией коры или сжатием близповерхностных границ плит. Вдоль фронта миогеосинклинали, от Северной Монтаны до линии Уосатч, в штате Юта, происходило развитие крупных надвигов и «альпинотипных» структур, включая в Монтане образование тектонических покровов и гравитационных оползней. Вдоль линии Уосатч (зона надвигов Айдахо — Вайоминг) закартировано около 10 крупных чешуй с индивидуальными смещениями (по поверхностям, падающим на запад под углом 15°) около 15—20 км [Armstrong F. C., Oriel S. S., 1965].

По некоторым разломам смещение с востока на запад началось в самом начале мела, по другим — в эоцене. Степень участия в этом процессе гигантских пологих тектонических покровов пока еще спорна [Roberts R. J. e. a., 1965]. В провинции Скалистых гор — типовом районе проявления ларамийских движений в строгом понимании этого термина — их длительность довольно произвольно

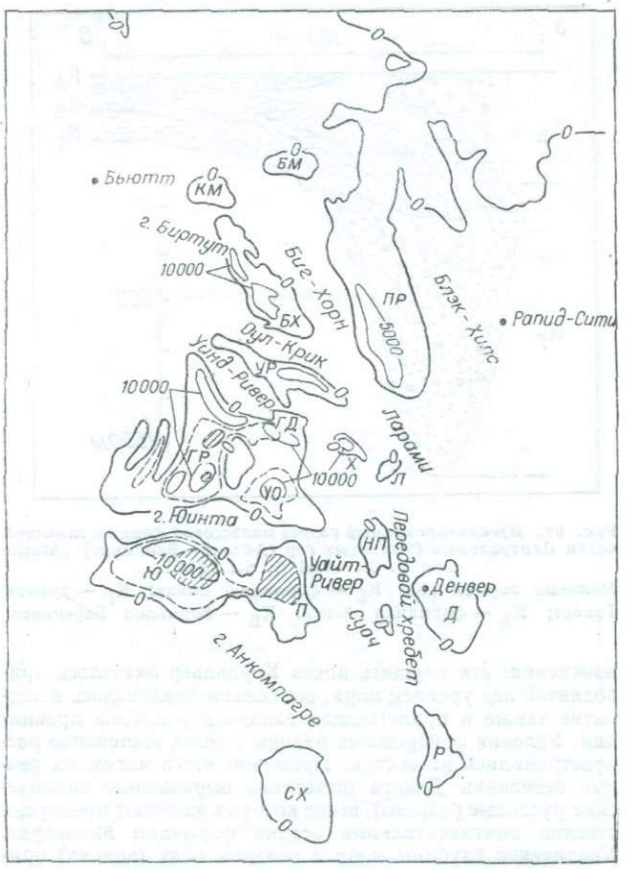


Рис. 57. Раннетретичные бассейны на территории провинции Скалистых гор [Haun J. D., Kent H. C., 1965].
Жирные линии соответствуют нулевым изопахитам палеоцен-эоценовых отложений. Изопахиты проведены в футах (1 фут = = 0,3048 м). Выходы эоценовых битуминозных сланцев оконтурены штриховыми линиями, при этом участки с высоким содержанием битуминозных веществ в сланцах отмечены диагональной штриховкой.
Бассейны: *У* — Уиллистон; *БМ* — Балл-Маунтинс; *КМ* — Крейзи-Маунтинс; *ПР* — Паудер-Ривер; *БХ* — Биг-Хорн; *УР* — Уинд-Ривер; *ГД* — Грейт-Дивайд; *ГР* — Грин-Ривер; *Уо* — Уошаки; *Х* — Ханна; *Л* — Ларами; *Ю* — Юинта; *П* — Писенс; *НП* — Норт-Парк — Миддл-Парк; *Д* — Денвер; *Р* — Рейтон; *СХ* — Сан-Хуан.

определяется с середины маастрихта до позднего эоцена [Haun J. D., Kent H. C., 1965]. Более ранние движения в Юте, объединенные под названием седар-хиллской орогении [Eardley A. J., 1962], произошли в начале позднего мела; отмечаются и другие менее значительные орогенические фазы. Каждая последующая пульсация смещалась в восточном направлении, что позволяет уверенно предположить развитие глубинной зоны субдукции в направлении с запада на восток.

С окончанием мезозойской эры завершился цикл Зуни (а также и морской режим); начался последний седиментационный цикл — Техас. Палеогеографическая обстановка провинции Скалистых гор полностью изменилась. Высота поднятий вдоль воздымавшихся западного края Центральных Скалистых гор и восточного края Северных Скалистых гор достигала 5000 м и более; поднятия сопровождались интенсивным развитием глыбовой тектоники, которая распространилась на всю площадь провинции и обусловила образование гигантского объема посторогенного обломочного материала молассового типа (рис. 57). Эти фации **предгорий** распространились на весь пояс Скалистых гор и к востоку от него (см. раздел «Провинция Великих равнин»), а также заполнили впадины, рассеянные по территории региона. В Центральном Колорадо такие впадины называются «парками» (соответственно Северный, Южный и Центральный парки). В самом западном из этих прогибов накопились осадки мощностью более 3000 м. Депрессии имели частично речное, а частично озерное происхождение. В некоторых местах мощные озерные отложения содержат промышленные запасы горючих сланцев (например, эоценовые отложения бассейна Грин-Ривер).

Имеются два важных района интенсивного проявления вулканической деятельности — лавовое поле Абсарока (Йеллоустон) на севере и лавовое поле Сан-Хуан на юге (рис. 58). В результате массовых выпадений вулканических пеплов оказались погребенными как озерная фауна, так и близлежащие леса (красное дерево, тополь, сосна), так что ныне в некоторых местах, например в национальном заповеднике Флориссант, к западу от Колорадо-Спрингс, можно найти замечательные окаменелости. В позднем кайнозое поднятие продолжало увеличиваться, а основная область седиментации сместилась к провинции Великих равнин; приподнятые третичные эрозионные поверхности, от которых в настоящее время остались только одновысотные горные вершины, поднялись до абсолютных отметок 4300 м.

Четвертичное поднятие провинции Скалистых гор повлекло за собой глубокое расчленение рельефа, в дальнейшем преобразованного повторными оледенениями. В северной части Айдахо и на севере Монтаны сплошной покровный ледник Кордильер перекрыл даже самые высокие

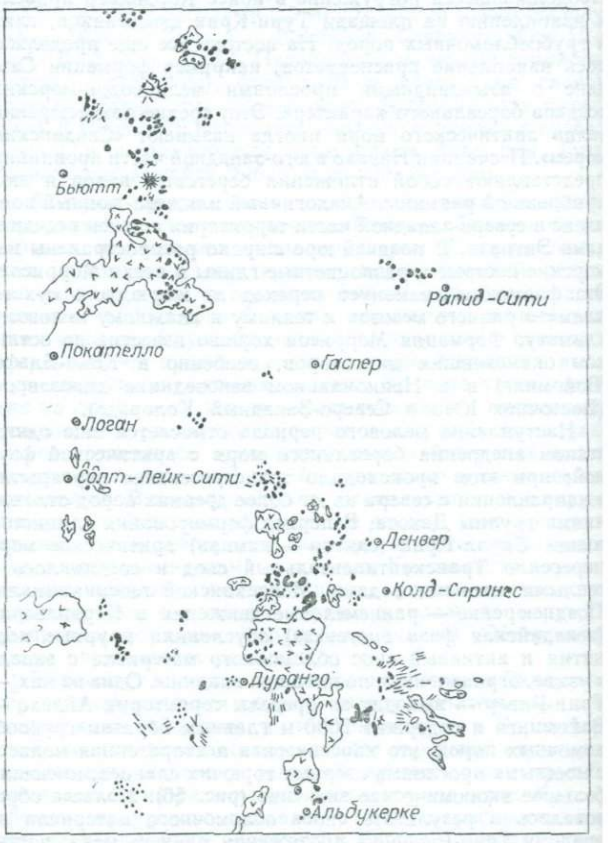


Рис. 58. Кайнозойские изверженные породы, интрузии (сплошной черный цвет), дайки (линии), поля эффузивов (показаны обычными значками). Некоторые активизировались в течение позднего мела [Haun J. D., Kent H. C., 1965].

горы. Ледники, распространившиеся к югу от канадской границы, относились большей частью к предгорному типу, а на территории юго-восточнее равнины Снейк-Ривер существовали только горные ледники. В стратиграфическом разрезе хорошо фиксируются моренами и другими ледниковыми отложениями лишь два последних оледенения, однако разрозненные следы оледенений (врезанные педименты и другие) свидетельствуют о многочисленных колебаниях климата.

Следы первобытного человека ранее позднего плейстоцена не устанавливаются. На обнаруженной в 1924 г. знаменитой Линденмейерской стоянке к северу от Форт-Коллинс (Колорадо) в скоплении хозяйственных отбросов, погребенных на глубине около 4 м среди аллювиальных отложений, найден фолсомский комплекс наконечников стрел, скребков и т. д. Стоянка сходна с типичными находками близ Фолсома в Нью-Мексико, где некоторую неопределенность вносит нахождение там останков вымершего бизона (*Bison taylori*). В других местах обычны находки мускусного быка, мамонта, земляного ленивца и других млекопитающих эпохи оледенения [Roberts R. J., 1935]. По данным радиоуглеродного определения возраст этой «палеоиндейской» культуры составляет от 11 000 до 8500 лет. Особенно интересной для четвертичной геологии эту стоянку делает ее сравнительно высокое расположение в рельефе, свидетельствующее об очень быстром улучшении климатических условий непосредственно перед рубежом, разделяющим плейстоцен и голоцен (около 10 тыс. лет назад). Во время «гипсотермальной» стадии голоцена древние индейцы могли жить в высокогорных долинах Вайоминга.

Сейсмичность

В провинции имеется множество доказательств позднекайнозойских движений по разломам, частично связанным с вулканизмом, продолжавшимся в позднечетвертичную эпоху. Вдоль линии Уосатч в Юго-Восточном Айдахо отмечаются разрывы в базальтах, абсолютный возраст которых определяется менее чем в 27 тыс. лет. Неотектонические движения проявляются также в наклоне и дислоцированности отложений молодых террас, а также в развитии эрозионных поверхностей.

Широко распространены сравнительно слабые (до умеренных) землетрясения. Однако 27 июня 1925 г. восточнее Хелены (в Монтане) произошел сильный толчок, вызвавший крупный оползень, который заблокировал на несколько недель основные железнодорожные линии; этот толчок ощущался на площади свыше 750 000 км². Западно-Йеллоустонское землетрясение 17 августа 1959 г. привело к возникновению 6-метрового обрыва и вызвало значительные оползни в ущелье Медисон.

Полезные ископаемые

В провинции Скалистых гор, характеризующейся докембрийскими ядрами приподнятых зон, окаймленных более молодыми отложениями, многократно повторявшимися орогеническими движениями и многочисленными фанерозойскими вулканическими и интрузивными телами, имеется много различных полезных ископаемых; здесь обнаружены некоторые из крупнейших месторождений мира. Район Виргиния-Сити был местом золотой лихорадки, разразившейся в 50-х годах XIX в.; то же произошло в Колорадо. В Монтане находится одно из крупнейших в мире месторождений меди Бьютт, а в Клаймаксе (штат Колорадо) — крупнейшее месторождение молибденита, дающее ежегодно более чем на 100 млн. дол. молибдена.

В горах Сан-Хуан обнаружены многочисленные рудопроявления серебра, свинца и цинка, а также меди и золота. Первые находки золота (1859 г.) были связаны с россыпями, которые, однако, были вскоре выработаны.

К Колорадскому «рудному поясу» — зоне смятия 70-километровой ширины, общего северо-восточного простирания, пересекающей по диагонали территорию провинции от гор Сан-Хуан до северных отрогов Передового хребта, — приурочена золотая и серебро-свинцовая минерализация. Многие месторождения этой рудной зоны (Сентрал-Сити, Ледвилл, Урей, Теллурид, Силвертон) были в свое время хорошо известны, но за последние десятилетия почти полностью истощились. Однако лишь месторождение Крипл-Крик (вблизи горы Пайкс-Пик), открытое в 1890 г., дало 19 млн. унций (около 590 т) золота и 2 млн. унций (более 62 т) серебра. Рудник Шварцвальд, расположенный к северо-западу от Голдена, и сегодня является главным источником уранинита в рассматриваемой провинции.

Глубокие впадины Вайоминга содержат несколько крупных месторождений нефти и газа, в основном локализованных в меловых отложениях, а более молодые пресноводные толщи, особенно эоценовая свита Грин-Ривер, содержат, главным образом в Северо-Западном Колорадо, огромные запасы горючих сланцев. В меловых и палеоценовых отложениях Вайоминга имеются крупные залежи бурых углей и лигнитов. Узкие троги Северных и Южных Скалистых гор бедны горючими ископаемыми, однако здесь имеются значительные запасы руд металлов.

Урановые залежи бассейна Вайоминг ставят этот штат на второе место в США (после Нью-Мексико) по запасам радиоактивного сырья. По мнению специалистов, растворы, обогащенные урановыми солями, выщелоченными из третичных вулканических покровов, просачивались вниз и по достижении горизонтов с достаточно благоприятными условиями пористости пород откладывали в них минералы урана.

Обнаружено несколько участков со значительными ресурсами геотермальной энергии. Только в штате Колорадо имеется 113 термальных источников с температурами от 21 до 84° С.

Большой интерес с генетической точки зрения представляет тот факт, что наиболее крупные месторождения приурочены к «узловым точкам» тектонической структуры региона. Так, например, группа месторождений Ледвилл — Сентрал-Сити — Клаймакс Колорадского рудного пояса расположена в зоне пересечения структур раннедокембрийских пород северо-восточного простирания с более молодыми (ларамийскими) блоковыми структурами, ориентированными в субмеридиональном (север-северо-западном) направлении.

В месте пересечения линии Уосатч (меридионального простирания) с широтной осью поднятия Юинта находится медное и свинцово-цинковое оруденение Бингем, а также полиметаллическое месторождение Парк-Сити. Медно-серебряное месторождение Бьютт (штат Монтана) приурочено к сочленению линии Уосатч с зоной разломов субширотного (запад-северо-западного) простирания.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

American Geological Institute, 1972. Directory of Geoscience Departaments. Washington, D. C.: Am. Geol. Inst., 214 p.

Brobst, D. A., Pratt, W. P., eds., 1973. «United States mineral resources», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 820.

Collins, R. S., Geraghty, J. J., Miller, D. W., 1973. Water Atlas of the United States, 2nd ed. Port Washington, N. Y.: Water Information Center, 200 p.

Cram, I. H., ed., 1971. Future Petroleum Provinces of the United States — Their Geology and Potential (Met. 15, no. 2). Tusla: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1—803, 805—1496.

Hunt, C. B., 1973. Natural Regions of the United States and Canada. San Francisco: W. H. Freeman, 725 p.

Landes, K. K., 1970. Petroleum Geology of the United States, New York: Wiley—Interscience, 571 p.

Long, H. K., 1971. A Bibliography of Earth Science Bibliographies of the United States of America. Washington, D. C.: Am. Geol. Inst., 19 p. State-by-state listing.

Prodehl, C., 1970. «Seismic refraction study of crustal structure in the western United States», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 2629—2646.

Thornbury, W. D., 1965. Regional Geomorphology of the United States. New York: Wiley, 609 p.

Wright, H. E., Jr., Frey, D. G., 1965. The Quaternary of the United States. Princeton, N. J.: Princeton Univ. Press, 922 p.

Аляска

Brosge, W. P., Tailleur, I. L., 1971. «Northern Alaska petroleum province», in: I. H. Cram, ed., Future Petroleum Provinces of the United States (Mem. 15, vol. 1). Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 68—99.

Burk, C. A., 1965. «Geology of the Alaska Peninsula—island arc and continental margin», Geol. Soc. Am. Mem., 99, 250 p.

Cram, I. H., 1971. «Future petroleum provinces of the United States; their geology and potential», in: I. H. Cram, ed., Future Petroleum Provinces of the United States (Mem. 15). Tusla: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1, 1—803; 2, 805—1496.

Dutro, J. T., Jr., Payne, T. G., 1957. Geologic Map of Alaska. Washington, D. C.: U. S. Geol. Surv., 1 : 2 500 00.

Freeland, G. L., 1973. Rotation History of Alaskan Tectonic Blocks. Miami: NOAA.

Fritts, C. E., Tuell, E. J., 1972. Bibliography of Alaskan geology, 1965—1968. College, Alaska: Alaska Geological Survey, 112 p.

Gates, G. O., Gryc, G., 1963. «Structure and tectonic history of Alaska», in: O. E. Childs and B. W. Beebe, eds., The Backbone of the Americas (Mem. 2). Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 264—277.

Grow, J. A., Atwater, T., 1970. «Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian Arc», Geophys. Soc. Am. Bull., 81, 3715—3722.

Hopkins, D. M., 1967. «The Cenozoic histiry of Beringia — a synthesis», in: D. M. Hopkins, ed., The Bering Land Bridge, 7th Congr. INQUA. Stanford: Stanford Univ. Press, 451—484.

Johnson, P. R., Hartman, C. W., 1969. Environmental Atlas of Alaska. Univ. of Alaska, Inst. of Arctic Environmental Engineering, 111 p.

Marlow, M. S., Scholl, D. W., Buffington, E. C., Alpha T. R., 1973. «Tectonic history of the central Aleutian arc», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1555—1574.

Miller, D. J., Payne, T. G., Gryc, G., 1959. «Geology of possible petroleum provinces in Alaska, with an annotated bibliography by E. H. Cobb», U. S. Geol. Surv. Bull., 1094, 131 p.

Moore, J. C., 1972. «Uplifted trench sediments: southwestern Alaska—Bering shelf adge», Science, 175, 1103—1105.

Moore, J. G., 1973a. «Cretaceous continental margin sedimentation, southwestern Alaska», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 595—614.

Moore, J. C., 1973b. «Complex deformation of cretaceous trench deposits, southwestern Alaska», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2005—2020.

Morgridge, D. L., Smith, W. B., Jr., 1972. «Geology and discovery of Prudhoe Bay field, eastern Arctic clope, Alaska», Stratigraphic Oil and Gas Fields (Mem. 16). Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 489—501.

Nelson, C. H., Hopkins, D. M., Scholl, D. W., 1974. «Cenozoic sedimentary and tectonic history of the Bering Sea», in: D. W. Hood, ed., Intern. Symp. on Bering Sea Studies, Univ. Alaska Press.

North, E. K., 1971. «The Cambrian of Canada and Alaska», in: C. H. Holland, ed., Cambrian of the New World. New York: Wiley—Interscience, 219—324.

Péwé, T. L., ed. 1965. «Central and southern Alaska», INQUA Guidebook. F. Lincoln: Neb. Acad. Sci., 141 p.

Péwé T. L., Reger, R. D., 1972. «Modern and Wisconsinan snowlines in Alaska», 24th Intern. Geol. Congr., Canada, 12, 187—197.

Proctor, P. D., Carile, R. E., 1972. «Alaska — its mineral potentials and environmental challenges», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (1), 171—178.

Reed, B. L., Lanphere, M. A., 1973. «Alaska-Aleutian Range batholith: geochronology, chemistry, and relation to circum-Pacific plutonism», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2583—2610.

Richards, H. G., 1974. «Tectonic Evolution of Alaska», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 58 (1), 79—105.

Stoneley, R., 1971. «A note on the structural evolution of Alaska», J. Geol. Soc. Lond., 127, 623—628.

Von Huene, R., 1972. «Structure of the continental margin and tectonism at the eastern Aleutian Trench», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 3613—3626.

Wahrhaftig, C., 1965. «Physiographic divisions of Alaska», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 482, 52 p.

Аппалачский регион

Fisher, G. W., Jr., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., Weaver, K. N., 1970. Studies of Appalachian Geology: Central and Southern. New York: Wiley—Interscience, 460 p.

Frey, M. G., 1973. «Influence of Salina salt on structure in New York-Pennsylvania part of Appalachian Plateau», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist, 57 (6), 1027—1037.

Hatcher, R. D., Jr., 1972. «Developmental model for the southern Appalachians», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 2735—2760.

Laurence, R. A., 1968. «Ore deposits of the southern Appalachian region», in: J. D. Ridge, ed., Ore Deposits of the United States, 1933—1967. (Grafton-Sales, Vol. 1). Am. Inst. Mining. Met. Petrol. Engs., 155—168.

Lovlie, R., Opdyke, N. D., 1974. «Rock Magnetism and Paleomagnetism of some intrusions from Virginia», J. Geophys. Res., 79 (2), 343—349.

Maxey, L. R., 1973. «Dolerite dikes of the New Jersey Highlands: probable comagmatic relation with the Mesozoic Palisades Sill and the dolerite dikes of eastern United States», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1081—1086.

Meyerhoff, H. A., 1972. «Postorogenic development of the Appalachians», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1709—1728.

Rodgers, J., 1970. The Tectonics of the Appalachians. New York: Wiley, 12—65, 164—202.

Rodgers, J., 1972. «Latest Precambrian (Post-Grenville) rocks of the Appalachian region», Am. J. Sci., 272, 507—520.

Stirewalt, G. I., Dunn, D. E., 1973. «Mesoscopic fabric and structural history of Brevard Zone and adjacent rocks, North Carolina», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1629—1650.

Webb, E. J., 1969. «Geologic history of the Cambrian system in the Appalachian basin», Ky. Geol. Surv. Spec., Publ. Ser. 10 (18), 7—15.

Приатлантическая равнина

Balsey, J. R., et al., 1946. «Magnetic maps of Worcester County and parts of Wicomico County, Maryland», U. S., Geol. Surv. Oil and Gas Invt. Prelim., Map. 46.

Barksdale, H., etbal., 1958. «Groundwater resources of the tri-state region adjacent to the lower Delaware River», N. J., Div. Water Policy and Supply Spec. Rept., 13, 190 p.

Braunstein, J., 1958. «Habitat of oil in Eastern Gulf Coast», Habitat of Oil, Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 511—522.

Brown, P. M., 1958. «Well logs from the Coastal Plain of North Carolina», N. C. Div. Mineral Res. Bull., 72, 100 p.

Brown, P. M., 1963. «The geology of northeastern North Carolina», Atlantic Coastal Geological Association Guidebook, 4th Field Conf., 44 p.

Canu, F., Bassler, R. S., 1933. «The Bryozoan fauna of the Vincentown Limesand», U. S. Nat. Hist. Mus. Bull., 1165, 108 p.

Cederstrom, D. J., 1945. «Geology and groundwater resources of the Coastal Plain of southeastern Virginia», Va. Geol. Surv. Bull., 63, 384 p.

Clark, W. B., et al., 1901. The Eocene Deposits of Maryland. Md. Geol. Surv.

Clark, W. B., et al., 1916. The Upper Cretaceous of Maryland Md. Geol. Surv.

Colquhoun, D. J., Herrick, S. M., Richards, H. G., 1968. «A fossil assemblage from the Wicomico Formation in Berkeley County, South Carolina», Bull. Geol. Soc. Am., 79, 1211—1220.

Cramer, F. H., 1971. «Position of the North Florida Lower Paleozoic block in Silurian time: phytoplankton evidence», J. Geophys. Res., 76 in (20) 4754.

DuBar, J., 1958. «Stratigraphy and paleontology of the late Neogene strata of the Caloosahatchee River area late Neogene strata of the Caloosahatchee River area of southern Florida», Fla. Geol. Surv. Bull., 40.

DuBar, J., 1959. «The Waccamaw and Croatan formations of the Carolinas», S. C. Develop. Baard, Geol. Notes, 3, 1—9.

DuBar, J., 1972. Neogene Stratigraphy of the Lower Coastal Plain of the Carolinas (F. G.-2), S. C. Develop. Board, 128 p.

Gardner, J., 1926—1937. «The molluscan fauna of the Alum Bluff Group of Florida», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 142-A — F.

Gardner, J., 1943. «Mollusca from the Miocene and Lower Pliocene of Virginia and North Carolina», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 199.

Groot, J. J., Organist, D., Richards, H. G., 1954. «Marine Upper Cretaceous formations of the Chesapeake and Delaware Canal», Del. Geol. Surv. Bull., 3.

Hack, J. T., 1955. «Geology of the Brandywine area and origin of the upland of southern Maryland», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 267-A, 21—43.

Heron, S. D., Wheeler, W. H., 1959. Guidebook for Coastal Plain Field Trip featuring Basal Gretaceous Sediments of the Fayetteville area, North Carolina. New York: Geol. Soc. Am., SE Sect. Coastal Plain Field Trip, 44 p.

Heron, S. D., Wheeler, W. H., 1965. «The Cretaceous formations the Cape Feat River», Atlantic Coastal Plain Geol. Assn., Guidebook, 5th Field Conf., 55 p.

Husted, J. E., 1972. «Shaler's Line and Suwannee Strait, Florida and Georgia», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56, 1557—1560.

Johnson, W. R., Straley, H. W., 1953. «Geomagnetics of North Carolina Coastal Plain», Ga. Geol. Surv. Bull., 60, 132—135.

Jordan, R. R., 1962. «Stratigraphy of the sedimentary rocks of Delaware», Del. Geol. Surv. Bull., (9), 51 p.

Kellum, L. B., 1926. «Paleontology and stratigraphy of the Trent Mari in North Carolina», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 143.

Lawrence, D., 1966. Palaeoecology of an Oligocene Oyster Deposit at Belgrade, North Carolina. New York: Geol. Am., SE Sect. Coastal Plain Field Trip, 44 p.

Mattick, R. E., et al., 1974. «Structural framework of the United States Atlantic Outer Continental Shelf north of Cape Hatteras», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 58 (6), Part II, 1179—1190.

McCarthy, G. R., Straley, H. W., 1937. «Magnetic anomalies near Wilmington, North Carolina», Science, 85, 362—364.

Oaks, R. Q., Jr., Dubar, J., eds., 1974. Post-Miocene Stratigraphy Central and Southern Atlantic coastal plain. Logan, Utah: Utah State Univ. Press.

Olsson, A., Harbison, A., 1953. «Pliocene mollusca of southern Florida», Acad. Nat. Sci. Phila Monogr., 8.

Owens, J., et al., 1970. «Stratigraphy of the outcropping post-Magothy formations in southern New Jersey and northern Delaware and Maryland», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 674.

Richards, H. G., 1943. «Additions to the fauna of the Trent Marl of North Carolina», J. Palaeontol., 17, 518—526.

Richards, H. G., 1948. «Studies on the subsurface geology of the Atlantic Coastal Plain», Proc. Acad. Nat. Sci. Phila, 100, 39—76.

Richards, H. G., 1949. «The occurrence of Triassic rocks in the subsurface of the Atlantic Coastal Plain», Proc. Penn. Acad. Sci., 23, 45—48.

Richards, H. G., 1950. «Geology of the coastal plain of North Carolina», Trans. Am. Phil. Soc., 40 (1), 1—83.

Richards, H. G., 1962. «Studies on the marine Pleistocene», Trans. Am. Phill. Soc., 52 (3), 1—141.

Richards, H. G., 1967. «Stratigraphy of Atlantic Coastal Plain between Long Island and Georgia: review», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 51, 2400—2429.

Richards, H. G., 1968. «The Tertiary history of the Atlantic coast between Cape Cod and Cape Hatteras», Palaeogeorg., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 5, 95—104.

Richards, H. G., 1970. «Changes in shoreline during the past million years», Proc. Am. Phil. Soc., 114, 198—204.

Richards, H. G., Harbison, A., 1942. «Miocene invertebrate fauna of New Jersey», Proc. Acad. Nat. Sci. Phila, 94, 167—250.

Richards, H. G., Palmer, K. V. W., 1954. «Old World affinities of some Eocene mollusks from Florida», 19th Intern. Geol. Congr., Algiers, 19, 35—38.

Richards, H. G., Straley, H. W., 1953. «Geophysical and stratigraphic investigations in the Atlantic Coastal Plain», Ga. Geol. Surv. Bull., 60, 101—115.

Richards, H. G., et al., 1958—1962. «The Cretaceous fossils of New Jersey», N. J. Geol. Surv. Bull., 61, 2 vols.

Shapiro, E., Richards, H. G., 1969. «Lowes Cretaceous (?) mollusks from a deep well near Cape May, New Jersey», Acad. Nat. Sci. Phila, Notulae Naturae, 418, 9 p.

Shattuck, G. B., et al., 1906. The Pliocene and Pleistocene of Maryland, Md. Geol. Surv.

Stephenson, L. B., Rathbun, M. J., 1923. «Gretaceous formations of North Carolina», N. C. Geol. and Econ. Surv., 5.

Swain, F., 1962. «Ostracoda from wells in North Carolina: 2. Mesozoic Ostracoda», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 234-B, 59—93.

Weller, S., 1907. «A report on the Cretaceous paleontology of New Jersey», N. J., Geol. Surv. Palaeontol. Ser., 4.

Woollard, G. P., 1941. «Geophysical methods of exploration and their application to geological problems in New Jersey», Geol. Surv., Bull. 54, 89 p.

Провинция Бассейнов и Хребтов

Armstrong, R. L., et al., 1969. «Space-time relations of Cenozoic silicic volcanism in the Great Basin of the western United States», Am. J. Science, 207, 478—490.

Atwater, Tanya, 1970. «Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 3513—3536.

Christiansen, R. L., Lipman, P. W., 1972. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States. 2. Late Cenozoic», Phil Trans. Roy. Soc. Lond., Ser. A, 271, 249—284.

Cook, K. L., 1962. «The problem of the mantle-crust mix-lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle», in: H. E. Landsberg and J. Van Mieghem, eds., Advances in Geophysics, Vol. 9. New York: Academic Press, 295—360.

Cook K. L., 1968. «Evidence for the Eastern Pacific Rise and mantle convection currents under western North America», Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 101, p. 43.

Corbitt, L. L., Woodward, L. A., 1973. «Tectonic framework of Cordilleran Foldbelt in southwestern New Mexico», Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 57 (11), 2207—2216.

Eardley, A. J., et al., 1973. «Lake cycles in the Bonneville Basin, Utah», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 211—216.

Fenneman, N. M., 1946. Physiography of Western United States, New York: McGraw-Hill, 534 p.

Fenneman, N. M., 1931. Physical Divisions of the United States. Washington, D. C.: U. S. Geol. Surv. map.

Gilbert, G. K., 1928. «Studies of Basin Range structure», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 153, 92 p.

Gilbert, C. M., Reynolds, M. W., 1973. «Character and chronology of basin development, western margin of the Basin and Range Province», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2489—2510.

Gilluly, J., 1963. «The tectonic evolution of the western United States», Quart. J. Geol. Soc. Lond., 119, 133—174.

Le Conte, J., 1889. «On the origin of normal faults and of the structure of the Basin region», Am. J. Sci., 3, 38, 257—263.

Lipman, P. W., et al., 1972. «Cenozoic volcanism and platetectonic evolution of the western United States. 1. Early and Middle Cenozoic», Phil. Trans. Roy. Soc. London, 271, 216—248.

Longwell, C. R., 1945. «Low-angle faults in the Basin and Range Province», Trans. Am. Geophys. Union, 26 (1), 107—118.

McKee, E. H., 1971. «Tertiary igneous chronology of the Great Basin of western United States — implications for tectonic models», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 3497—3502.

Mackin, J. H., 1960. «Structural significance of Tertiary volcanic rocks in southwestern Utah», Am. J. Sci., 258, 81—131. (contains excellent bibliography).

Menard, H. W., 1964. Marine geology of the Pacific. New York: McGraw-Hill, 271 p.

Moore, J. G., 1960. «Curvature of normal faults in the Basin and Range Province of the western United States», U. S., Geol. Surv. Prof. Pap. 400-B, Art. 188, B409—B411.

Noble, D. C., 1972. «Some observations on the Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Great Basin, western United States», Earth Planet. Sci. Letters, 17, 142—150.

Nolan, T. B., 1943. «The Basin and Range Province in Utah, Nevada, and California», U. S., Geol. Surv. Prof. Pap., 197-D, 141—196 (contains excellent bibliography).

Pakiser, L. C., 1963. «Structure of the crust and upper mantle in the western United States», J. Geophys. Res., 68 (20), 5747—5756.

Palmer, A. R., 1971. «The Cambrian of the Great Basin and adjacent areas, western U. S.», Lower Paleozoic Rocks of the World. Vol. 1. Cambrian of the New World. New York: Wiley—Interscience, 1—78.

Prodehl, C., 1970. «Seismic refraction study of crustal structure in the United States», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 2629—2646.

Raisz, E., 1959. Landforms of Mexico. Cambridge, Mass.: Geography Branch, Off. Naval Res.

Roberts, R. J., 1966. «Metallogenic provinces and mineral belts in Nevada», Nevada Bur. Mines Rept., 13A, 47—72.

Scholz, C. H., Barazangi, M., Sbar, M. L., 1971. «Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic interarc basin», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2979—2990.

Stewart, J. H., 1971. «Basin and Range structure: a system of horsts and grabens produced by deepseated extension», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1019—1044.

Tatel, H. E., Tuve, M. A., 1955. »Seismic exploration of a continental crust», Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 62, 35—50.

Thompson, G. A., 1959. «Gravity measurements between Hazen and Austin, Nevada: a study of Basin-Range structure», J. Geophys. Res., 64 (2), 217—229.

Thompson, G. A., 1973. «Rate and direction of spreading in Dixie Valley, Basin and Range Province, Nevada», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 627—632.

Thompson, G. A., Burke, D. B., 1972. «Cenosoic Basin Range tectonism in relation to deep structure», 24th Intern. Geol. Congr., Canada, 84—90.

Thompson, G. A., Burke, D. B., 1974. «Regional geophysics of the Basin and Range province», Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2, 213—238.

Thompson, G. A., Talwani, M., 1964. «Crustal structure from Pacific basin to central Nevada», J. Geophys. Res., 68, 4813—4837.

Wertz, J. B., 1970. «The Texas Lineament and its economic sifnificance in southeast Arizona», Econ. Geol., 65, 166—181.

Wilson, J. T., 1970. «Some possible effects if North America has overridden part of the East Pacific rise», Geol. Soc. Am. Abs., 2 (7), 722.

Провинция плато Колорадо

Lonhman-Balk, C., 1971. «The Cambrian of the craton of the United States», Lower Palaeozoic Rocks of the World. Vol. 1. Cambrian of the New World. New York: Wiley—Interscience, 79—167.

McKee, E. D., 1969. «Paleozoic rocks of Grand Canyon», Grand Canyon Guidebook, Four Corners Geol. Soc., 78—90.

McKee, E. D., McKee, E. H., 1972. «Pliocene uplift of the Grand Cahyon region — time of drainage adjustment», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1923—1932.

McKee, E. H., Anderson, C. A., 1971. «Age and chemistry of Tertiary volcanic rocks in northcentral Arizona and relation of the rocks to the Colorado Plateus», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2767—2782.

Merrill, R. K., Péwé T. L., 1972. «Late Quaternary glacial chronology of the White Mountains, east-central Arizona», J. Geol., 80, 493—501.

Ohlen, H. R., McIntyre, L. B., 1965. «Stratigraphy and tectonic features of Paradox basin, Four Corners area», Am. Assoc. Petrol. Geologists, 49, 2020—2040.

Palmer, A. R., 1971. «The Cambrian of the Appalachian and eastern New England regions, eastern United States», in: C. H. Holland, ed., Cambrian of the New World. New York: Wiley—Interscience, 169—217.

Peirce, H. W., Scurlock, J. R., 1972. «Arizona well information», Ariz. Bur. Mines Bull., 185, 195 p.

Sbar, M. L., et al., 1972. «Tectonics of the Intermountain Seismic Belt, Western United States: microerthquake seismicity and composite fauit plane solutions», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 13—28.

Schneider, R. C., et al., 1971. «Petroleum potential of Paradox Region», Future Petroleum Provinces of the United States; their Geology and Potential (Mem. 15, vol. 1). Am. Assoc. Petrol. Geologists, 470—488.

Stormer, J. C., Jr., 1972. «Ages and nature of volcanic activity on the southern high plains, New Mexico and Colorado», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 2443—2448.

Провинция Великих равнин

Bassett, W. A., 1961. «Potassium-argon age of Devil's Tower, Wyoming», Science, 134 (3487), p. 1374.

Bayne, C. K., Davis, S. N., Howe, W. B., 1971. «Regional Pleistocene stratigraphy», Kans. Geol. Surv., Spec. Distrib. Publ., 53, 5—8.

Carlson, M. P., 1970. «Distribution and subdivision of Precambrian and lower and middle Paleozoic rocks in the subsurface of Nebraska», Neb. Geol. Surv., Rep. Invest., 3, 20 p.

Dort, W., Jr., Jones, J. K., Jr., eds., 1970. «Pleistocene and recent environments of the central Great Plains», Kans. Univ., Dep. Geol. Spec. Publ. 3, 433 p.

Fenneman, N. M., 1931. Physiography of Western United States. New York: McGraw-Hill, 534 p.

Fuller, J. G. C. M., Porter, J. W., 1962. «Cambrian, Ordovician and Silurian formations of the northern Great Plains, and their regional connections», J. Alberta Soc. Petrol. Geologists, 10 (8), 455—485.

Izzett, G. A., Wilcox, R. E., Borchardt, G. A., 1972. «Correlation of a volcanic ash bed in Pleistocene deposits near Mount Blanco, Texas, with the Gnaje Pumice Bed of the Jemez Mountains, New Mexico», Quat. Res., 2, 554—578.

Johnson, W. D., 1901—1902. «The High Plains and their utilization», U. S. Geol. Surv., 21st Ann. Rept., pt. 4, 601—741; ibid., 22nd Ann. Rept., pt. 4, 631—669.

Lugn, A. L., 1939. «Classification of the Tertiary system in Nebraska», Bull. Geol. Soc. Am., 50, 1245—1276.

Lugn, A. L., 1968. The origin of loesses and their relation to the Great Plains in North America», Proc. VIIth Congr. INQUA, 12, 139—182.

Naeser, C. W., Izett, G. A., Wilcox, R. E., 1973. «Zircon fission-track ages of Pearlette Family ash beds in Meade Country, Kansas», Geology, 1 (2), 93—95.

Sloss, L. L., 1963. «Sequences in the cratonic interior of North America», Bull. Geol. Soc. Am., 74, 93—113.

Stout, T. M., et al., 1971. «Guidebook to the late Pliocene and early Pleistocene of Nebraska», Lincoln: Nebr. Univ., Conserv. Surv., Div.-Nebr. Geol. Surv., 109 p.

Wulf, G. R., ed., 1968. «Guidebook, Black Hills Area South Dakota, Montana, Wyoming», Wy. Geol. Assoc. 20th Field. Conf., 243 p.

Примексиканская равнина

Anon., 1972. Tectonic map of Gulf Coast Region, U. S. A., 1 : 1 000 000. Tulsa: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. and Am. Assoc. Petrol. Geologists.

Atwater, G. I., Forman, M. J., 1959. «Nature of growth of southern Louisiana salt domes and its effect on petroleum accumulation», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 43, 2592—2622.

Bornhauser, M., 1958. «Gulf coast tectonics», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 42, 339—370.

Braunstein, J., ed., 1970. Bibliography of Gulf Coast Geology (Spec. Publ. 1). New Orleans, La.: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 1045 p.

Dietz, R. S., 1964. «Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: reply», Bull. Geol. Soc. Am., 75, 1275—1282.

Ewing, M., Antoine, J., 1966. «New seismic data concerning sediments and diapiric structures in Sigsbee deep and upper continental slope, Gulf of Mexico», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 50, 479—504.

Halbouty, M. T., 1967. Salt Domes Gulf Region, United States and Mexico. Houston, Tex.: Gulf Publ. Co., 425 p.

Heirtzler, J. R., Burckle, L. H., Peter, G., 1966. «Magnetic anomalies in the Gulf of Mexico», J. Geophys. Res., 71, 519—526.

Kehle, R. O., 1970. «Analysis of gravity sliding and orogenic translation», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1651—1664.

Lehner, P., 1969. «Salt tectonics and Pleistocene stratigraphy on continental slope of northern Gulf of Mexico», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 53, 2431—2479.

May, J. P., 1972. «Geology and history of the Gulf of Mexico: a discussion o fthe Late Neogene deposits of some of the coastal regions», Bull. Geol. Soc. Am., 83 (10), 3155—3156.

Menard, H. W., 1967. «Transitional types of crust under small ocean basins», J. Geophys. Res., 72, 3061—3073.

Murray, G. E., 1961. Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America. New York: Harper & Row, 692 p.

Murray, G. E., 1966. «Salt structures of Gulf of Mexico basin — a review», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 50, 439—478.

Reid, W. M., 1973. Active Faults in Houston, Texas. Ph. D. dissertation, Univ. Texas at Austin, 122 p.

Russell, R. J., 1971. «The coast of Louisiana», Applied Coastal Geomorphology. New York: Macmillan, 98—115.

Wilhelm, O., Ewing, M., 1972. «Geology and history of the Gulf of Mexico», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 575—600.

Young, K., 1972. Cretaceous Paleogeography: Implications of Endemic Ammonite Faunas (Geol. Circ. 72-2). Austin: Univ. Texas, 13 p.

Регион Среднего Запада

Bucher, W. H., 1936. «Cryptovolcanic structures in the United States», Rept. 16th Intern. Geol. Congr., Washington, 1055—1084.

Bucher, W. H., 1963. «Cryptoexplosion structures caused from without or from within the earth («astrobleme» or «geobleme»)?» Am. J. Sci., 261, 597—649.

Carozzi, A. V., Textoris, D. A., 1967. Paleozoic Carbonate Microfacies of the Eastern Stable Interior. Leiden: E. J. Brill, 42 p.

Damberger, H. H., 1971. «Coalification pattern of the Illinois Basin», Econ. Geol., 66 (3), 488—494.

Dennis, J. G., 1972. Structural Geology. New York: Ronald Press, 532 p.

Flint, R. F., 1971. Glacial and Quaternary Geology. New York: Wiley, 892 p.

Frye, J. C., 1973. «Pleistocene succession of the central interior United States», Quaternary Res., 3, 275—283.

Grüger, E., 1972. «Late Quaternary vegetation development in south-central Illinois», Quaternary Res., 2, 217—231.

Ham, W. E., Wilson, J. L., 1967. «Paleozoic epeirogeny and orogeny in the central United States», Am. J. Sci., 265, 332—407.

Heyl, A. V., 1972. «The 38th parallel lineament and its relationship to ore deposits», Econ. Geol., 67, 879—894.

Keller, G. R., Cebull, S. E., 1973. «Plate tectonics and the Ouachita System in Texas, Oklahoma, and Arkansas», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1659—1666.

King, E. R., Zietz, I., 1971. «Aeromagnetic study of the midcontinent gravity high of central United States», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2187—2208.

Ocola, L. C., Meyer, R. P., 1973. «Central North American rift system. 1. Structure of the axial zone from seismic and gravimetric data», J. Geophys. Res., 78 (23), 5173—5194.

Schneider, A. F., 1970. «A significant Pleistocene exposure in south-central Indiana», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 3079—3084.

Sloss, L. L., 1963. «Sequences in the cratonic interior of North America», Bull. Geol. Soc. Am., 74, 93—114.

Thomas, W. A., 1972. «Regional Paleozoic stratigraphy in Mississippi between Ouachita and Appalachian Mountains», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (1), 81—106.

Wheeler, H. E., 1963. «Post-Sauk and pre-Absaroka Paleozoic stratigraphic patterns in North America», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 47 (8), 1407—1526.

Willman, H. B., Frye, J. C., 1970. «Pleistocene stratigraphy of Illinois», Ill. State Geol. Surv. Bull., 94, 204 p.

Регион Новая Англия

Ballard, R. D., Uchupi, E., 1972. «Carboniferous and Triassic rifting: a preliminary outline of the tectonic history of the Gulf of Maine», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 2285—2302.

Bird, J. M., Dewey, J. F., 1970. «Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian origen», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1031—1060.

Brookins, D. G., Berdan, J. M., Stewart, D. P., 1973. «Isotopic and paleontologic evidence for correlating three volcanic sequences in the Maine Coastal Volcanic Belt», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1619—1628.

Diver, B. B., van, ed., 1971. Geological Studies of the Northwest Adirondacks Region, Field Trip Guidebook. Potsdam, N. Y.: N. Y. State Univ., Coll. Postdam, Dept. Geol. Sci., 164 p.

Minard, J. P., et al., 1974. «Preliminary report on geology along Atlantic continental margin of northeastern United States», Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 11 (2), 1169—1178.

Schafer, J. P., Hartshorn, J. H., 1965. «The Quaternary of New England», in: H. E. Wright, Jr., and D. G. Frey, eds., The Quaternary of the United States. Princeton, N. J.: Princeton Univ. Press, 113—127.

Stewart, D. P., 1971. «Pleistocene mountain glaciation, northern Vermont: discussion», Bull. Geol. Soc. Am., 82 (6), 1759—1760.

Uchupi, E., 1966. «Structural framework of the Gulf of Maine», J. Geophys. Res., 71 (12), 3010—3028.

Регион Тихоокеанских Кордильер США

Atwater, T., 1970. «Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America», Bull. Geol. Soc. Am, 81, 3513—3536.

Baksi, A. K., 1973. «Volcanic production rates: comparison of oceanic ridges, islands and the Columbian Plateau basalts», Science, 180, 493—495.

Elders, W. A., et al., 1972. «Crustal spreading in southern California», Science, 178 (4056), 15—24.

Garfunkel, Z., 1973. «History of the San Andreas Fault as a plate boundary», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2035—2042.

Gastil, G., Philips, R. P., Rodriquez-Torres, R., 1972. «The reconstruction of Mesozoic California», 24th Intern. Geol. Congr., Canada, 3, 217—229.

Gilluly, J., 1973. «Steady plate motion and episodic orogeny and magmatism», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 499—514.

Hamilton, W., 1969. «Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle», Bull. Geol. Soc. Am., 80, 2409—2430.

Hamilton, W., Myers, W. B., 1974. «Nature of the Boulder Batholith of Montana», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 365—378.

Henyey, T. L., Wasserburg, G. J., 1971. «Heat flow near major strike-slip faults in California», J. Geophys. Res., 76 (32), 7924—7946.

Kay, M., 1951. «North American geosynclines», Geol. Soc. Am. Mem., 48, 143 p.

Kistler, R. W., et al., 1971. «Sierra Nevada plutonic cycle. 1. Origin of composite granitic batholiths», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 853—868.

Lanphere, M. A., 1971. «Age of the Mesozoic oceanic crust in the California Coast Ranges», Bull. Geol. Soc. Am. 82, 3209—3212.

Lipman, P. W., Prostka, H. J., Christiansen, R. L., 1972. «Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States. 1. Early and Middle Cenozoic», Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., Ser. A, 271, 271—248.

Maxwell, J. C., 1974. «Anatomy of an Oregon», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1195—1204.

Mckee, B., 1972. The Geologic Evolution of the Pacific Nortwest. New York: McGraw-Hill, 394 p.

Oakeshott, G. B., 1971. California's Changing Landscapes: a Guide to the Geology of the State. New York: McGraw-Hill, 388 p.

Roberts, R. J., 1972. «Evolution of the Cordilleran fold belt», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1989—2004.

Savage, J. C., Burford, R. O., 1973. «Geodetic determination of relative plate motion in Central California», J. Geophys. Res., 78 (5), 832—845.

Silver, E. A., 1971. «Tectonics of the Mendocino triple junction», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2965—2987.

White, D. E., et al., 1973. «Thermal and mineral waters of nonmeteoric origin, California coast ranges», Bull. Geol. Soc. Am., 547—560.

Провинция Скалистых гор

Atwood, W. W., Atwood, W. W., Jr., 1938. «Working hypothesis for the physiographic history of the Rocky Mountain region», Bull. Geol. Soc. Am., 49 (6), 957—980.

Armstrong, F. C., Oriel, S. S., 1965. «Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt», Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 49 (11), 1847—1866.

Blackstone, D. L., Jr., 1963. «Development of geologic structure in central Rocky Mountains», Am. Assoc. Petrol. Geologists Mem., 2, 160—179.

Blackstone, D. L., Jr., 1971. «Travelers guide to the geology of Wyoming», Wyoming Geol. Surv., 90 p.

Christiansen, R. L., Lipman, P. W., 1972. «Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States. II. Late Cenozoic», in: Sutton, J., et al., eds., «A discussion on volcanism and the structure of the earth», Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 271A, 249—285.

Chronic, J. H., 1972. «Prairie, peak and plateu: a quide to the geology of Colorado», Colo. Geol. Sum. Bull., 32, 126 p.

Deiss, C. F., 1943. «Structure of central part of Sawtooth Range, Montana», Bull. Geol. Soc. Am., 54 (8), 1123—1167.

Eardley, A. J., 1962. Structural Geology of North America. New York: Harper & Row, 2nd ed., 743 p.

Eardley, A. J., 1963a. «Structural evolution of Utah», Utah Geol. Min. Surv. Bull., 54, 19—29.

Eardley, A. J., 1963b. «Relation of uplifts to thrusts in Rocky Mountains», Am., Assoc. Petrol. Geologists Mem., 2, 209—219.

Eardley, A. J., 1968. «Major structures of the Rocky Mountains of Colorado and Utah», J. Univ. Missouri, V. H. Mc. Nutt Colloq., 1 (1), 79—99.

Fenneman, N. M., 1931. «Physiography of Western United States», New York: McGraw-Hill, 534 p.

Harrison, J. E., 1972. «Precambrin belt basin of Nortwestern United States: its geometry, sedimentation, and copper occurrences», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1215—1240.

Haun, J. D., Kent, H. C., 1965. «Geologic history of Rocky Mountain Region», Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 49 (11), 1781—1800.

Hunt, C. B., 1967. Physiography of the United States. San Francisco: W. H. Freeman, 480 p.

King, P. B., 1959. The Evolution of North America. Princeton: Princeton Univ. Press, 190 p.

Kummel, B., 1970. History of the Earth, 2nd ed. San Francisco: W. H. Freeman, 707 p.

Leverson, A. I., 1960. Paleogeologic Maps. San Francisco: W. H. Freeman, 174 p.

Lochman-Balk, C., 1956. «The Cambrian of the Rocky Mountains and southwest deserts of the United States and adjoining Sonora Province, Mexico», in: El Sistema Cambrico: su Paleogeografia y el Problema de su Base, Symposium, pt. 11, 20th Intern. Geol. Congr., Mexico, 529—661.

Love, J. D., 1954. «Periods of folding and faulting during late Cretaceous and Tertiary time in Wyoming», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 38, 1311—1312.

Mackin, J. H., 1947. «Altitude and local relief in the Bighorn area during the Cenozoic», Wyo. Geol. Assoc. Field Conf., Bighorn Basin Guidebook, 103—120.

Mansfield, G. R., 1927. «Geography, geology, and mineral resources of part of southeastern Idaho», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 152, 409 p.

Noble, J. A., 1970. «Metal provinces of the western United States», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1607—1624.

Pierce, W. G., 1957. «Heart Mountain and South Fork detachment thrusts of Wyoming», Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 41, 591—626.

Pride, D. E., Hagner, A. F., 1972. «Geochemistry and origin of the Precambrian Iron Formation near Atlantic City, Fremont County, Wyoming», Econ. Geol., 67, 329—338.

Reed, J. C., Jr., Zartman, R. E., 1973. «Geochronology of Precambrian rocks of the Teton Range, Wyoming», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 561—582.

Reeves, F., 1946. «Origin and mechanics of thrust faults adjacent to the Bearpaw Mountains, Montana», Bull. Geol. Soc. Am., 57, 1033—1047.

Roberts, F. H. H., Jr., 1935. «A Folsom complex, preliminary report on onvestigations at the Lindenmeier site in northern Colorado», Smithsonian Misc. Coll., 94 (4), 35 p.

Roberts, R. J., et al., 1965. «Pennsylvanian and Permian basins in northwestern Utah, northeastern Nevada and south-central Idaho», Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 49 (11), 1926—1956.

Rocky Mountain Association of Geologists, 1972. «Geologic atlas of the Rocky Mountain region», Rocky Mtn, Assoc. Geol., 331 p.

Roeder, D. H., 1967. «Rocky Mountains», Berlin: Gebr. Borntraeger, 5, 318 p.

Skinner, W. R., Bowes, D. R., Khoury, S. G., 1969. «Polyphase deformation in the Archean basement complex, Beartooth Mountains, Montana and Wyoming», Bull. Geol. Soc. Am., 80, 1053—1060.

Sloss, L. L., 1963. «Seguences in the cratonic interior of North America», Bull. Geol. Soc. Am., 74, 93—114.

Smith, R. B., Sbar, M. L., 1974. «Contemporary tectonics and seismicity of the western United States with emphasis on the Intermountain Seismic Belt», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1205—1218.

Thornbury, W. D., 1965. Regional Geomorphology of the United States. New York: John Wiley, 609 p.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА

В состав Центральной Америки входят следующие страны (с северо-запада на юго-восток): Белиз, Гватемала, Гондурас, Никарагуа, Коста-Рика, Панама и Сальвадор. Некоторые географы распространяют северную границу этого региона до перешейка Теуантепек в Мексике, однако с практической точки зрения это неудобно *. В таблице приведены некоторые географические сведения о каждой из перечисленных выше стран.

Европейцы впервые имели возможность познакомиться с этим регионом в 1502 г., когда Х. Колумб высадился на Американский континент у м. Гондурас. Изучением горных пород начали заниматься первые переселенцы из Старого Света — испанцы, которые стали разрабатывать богатые месторождения золота на территории современных Гондураса и Гватемалы. Тем не менее до сих пор бо́льшая часть Центральной Америки в геологическом отношении изучена довольно плохо. С 1920 г. начались нефтепоисковые работы, значительно расширившие наши представления о геологии региона; ценная информация была получена и в результате разработки рудных ископаемых. Большой вклад в изучение геологии Центральной Америки в течение последнего десятилетия внесли различные международные организации.

Геотектонические провинции

Центральная Америка подразделяется на три крупные геотектонические, или тектоно-морфологические, провинции: 1) вулканическую, включающую Тихоокеанскую Кордильеру (вулканические хребты, протягивающиеся от мексиканской границы до Западной Панамы), Никарагуанское вулканическое нагорье, Тихоокеанскую прибрежную равнину и район Панамского перешейка; 2) массив глыбовых гор Гондураса, Южной Гватемалы и Южного Белиза, который обычно называют «ядром Центральной Америки»** и где обнажаются домеловые породы; 3) равнина Петен на севере Белиза и Гватемалы, являющаяся продолжением Кампече-Юкатанской впадины (см. статью Мексика).

Вулканическая провинция. Тихоокеанская Кордильера. Одна из особенностей геологии Центральной Америки — существование почти непрерывной цепи вулканов, начинающейся вулканом Бокерон в Мексике (несколько севернее гватемальской границы) и протягивающейся через Гватемалу, Сальвадор, Никарагуа и Коста-Рику до г. Сантьяго на западе Панамы; длина цепи достигает 1400 км. Хотя эта цепь кажется практически непрерывной, в действительности она состоит из ряда прямолинейных сегментов (рис. 1, *а*).

Первый сегмент длиной 200 км простирается от горы Бокерон (Мексика) в юго-восточном направлении до вулкана Пакайя в Гватемале. Высота гор в его пределах колеблется от 2550 до 4211 м; здесь же находится самый высокий вулкан Центральной Америки — Тахумулько. Эта цепочка вулканов лежит на продолжении разлома, ограничивающего с запада массив Чьяпас в Мексике, и отделена от него западной ветвью широтной системы разломов Уэуэтенанго. Завершающий описываемый участок провинции вулкан Пакайя приурочен к западному продолжению сдвиговой зоны Мотагуа.

К юго-востоку от вулкана Пакайя находится второй сегмент, прослеживающийся вплоть до зал. Фонсека. Целый ряд вулканов здесь действующих; их высота не превосходит 2400 м. Длина сегмента — 320 км, он заканчивается на пересечении с системой меридионального Гондурасского грабена, проходящего приблизительно вдоль 87° 45′ з. д. Еще одна крупная сдвиговая зона, совпадающая с долинами рек Чолутека и Патука, прослеживается от зал. Фонсека в направлении на северо-восток (45—50°) и достигает Карибского побережья в окрестностях м. Патука.

Третий сегмент вулканической цепи простирается в направлении на юго-восток (140°) на расстояние 280 км от

* В отечественной литературе к Центральной Америке относят территорию, расположенную в южной части Северной Америки, простирающуюся от впадины Бальсас у южного подножия Мексиканского нагорья до Дарьенского залива на северо-западе Южной Америки. — *Прим. пер.*

** Так называемое «древнее ядро Центральной Америки» является Центральноамериканским срединным массивом, ограниченным с юга крупнейшим разломом, вдоль которого протягивается цепочка вулканов Сальвадора и Никарагуа. На востоке массив ограничен другим крупным разломом (меридионального направления), определяющим восточный берег Никарагуа. На северо-западе к этому массиву примыкает Центральноамериканская складчатая геосинклинальная система [Хаин В. Е., 1971]. — *Прим. пер.*

Основные географические данные по Центральной Америке

Страна	Площадь, тыс. км²	Высшая точка, м	Главные реки	Крупные озера
Белиз	22,97	Пик Виктория, 1122	Белиз, Хондо	Лагуна Нью-Ривер
Гватемала	67,7	Вулкан Тахумулько, 4211	Мотагуа, Усумасинта, Сарстун, Чихой	Атитлан, Петен-Ица, Исабаль
Гондурас	11,2	Серрос-де-Кульми, 2590	Патука, Улуа, Чолутека	Йохоа, лагуна Каратаска
Коста-Рика	50,7	Чиррипо-Гранде, 3837	Сан-Хуан, Сиксаола, Ревентасон	Ареналь
Никарагуа	13,0	Серро-Чачагон, 1804	Коко	Никарагуа, Манагуа
Панама	75,94	Вулкан Чирики, 3374	Баяно, Чукунаке, Туира	Гатун, Мадден
Сальвадор	21,4	Вулкан Санта-Ана, 2386	Лемпа	Илопанго, Гиха, Камалоталь

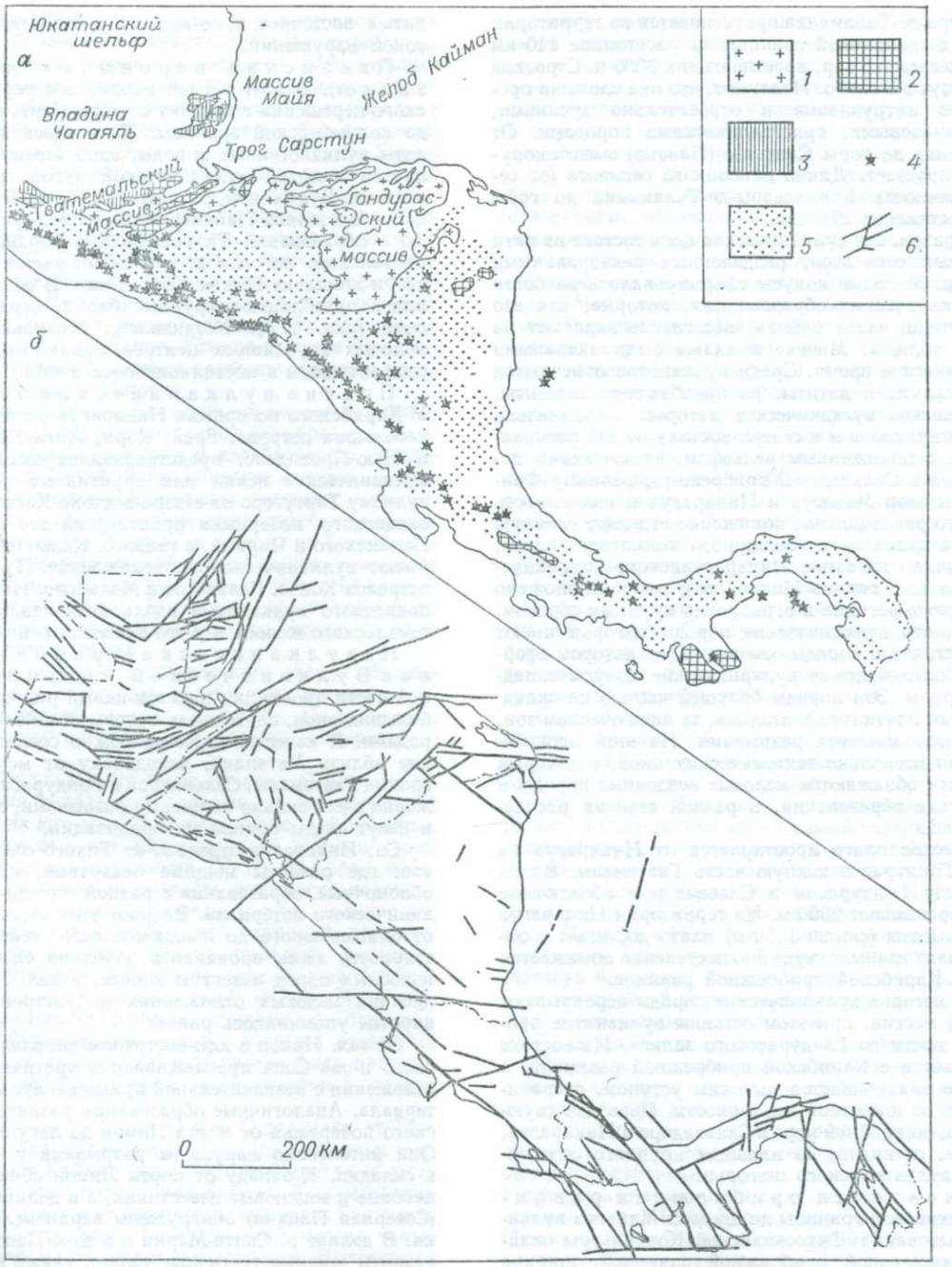


Рис. 1. Схематические геологическая (*а*) и тектоническая (*б*) карты Центральной Америки.

1 — породы докембрийского метаморфического основания (степень метаморфизма изменяется от начальной до гранатовой фации); *2* — выходы интрузивных пород; *3* — области развития пермских отложений, представленных серией Макаль (в Белизе) и формациями Чочаль и Санта-Роза (в Гватемале); *4* — эруптивные центры; *5* — вулканиты; *6* — основные разломы, разрывные нарушения линеаменты.

вулкана Косигуина у зал. Фонсека до вулкана Мадера в районе оз. Никарагуа. Самый высокий вулкан в этом сегменте — вулкан Эль-Вьехо (1763 м).

Между никарагуанским сегментом и следующим линейным звеном — Вулканической Кордильерой, развитой на западе Коста-Рики, установлен правосторонний сдвиг. Он совпадает с крупным линеаментом, включающим зону разломов Клиппертон и юго-восточное окончание Гватемальского желоба. Вулканическая Кордильера простирается на юго-восток (135—140°) и включает пики высотой до 1840 м. Длина ее составляет 150 км (от вулкана Ороси до долины р. Рио-Гранде). От Вулканической Кордильеры ответвляется Кордильера-Сентраль длиной 80 км, протянувшаяся в направлении на юго-восток (155°). К северу от Сан-Хосе в ее пределах расположен ряд довольно высоких пиков (более 2800 м).

Кордильера-де-Таламанка протягивается по территории Коста-Рики до панамской границы на расстояние 140 км и включает несколько гор, превышающих 3000 м. Строение этой гряды изучено слабо. Полагают, что она сложена преимущественно интрузивами и относительно древними, возможно домеловыми, кристаллическими породами. От вулкана Чирики до горы Сантьяго (Панама) высота конусов вновь возрастает. Длина описанного сегмента (от северной оконечности Кордильеры-де-Таламанка до горы Сантьяго) составляет 270 км.

Таким образом, вся вулканическая цепь состоит из пяти прямолинейных сегментов, разделенных региональными линеаментами. Молодые конусы сформировались на более древних вулканических образованиях, которые, как это видно в северной части района, несогласно залегают на дотретичных толщах. Многие вулканы были активными уже в историческое время. Среди вулканитов отмечаются риолиты, базальты и латиты, но преобладают андезиты.

Никарагуанское вулканическое нагорье. Параллельно главной цепи вулканов и к северо-востоку от нее располагается район с пониженным рельефом, включающим долину р. Лемпа в Сальвадоре, прибрежную равнину Фонсека, впадины озер Managua и Никарагуа и низменность Сан-Хуан. Это региональное понижение отделяет главную цепь молодых вулканов от обширного холмистого плато, которое получило название Никарагуанского вулканического нагорья (см. статью Никарагуа); оно расположено на северо-востоке региона и ограничено крупным сбросом.

Полагают, что вулканические породы нагорья имеют тот же возраст, что и породы основания, на котором сформировались более молодые вулканические конусы западной части страны. Эти породы большей частью не складчаты и залегают почти горизонтально, за исключением зон, значительно осложненных разрывами. На этой площади закартировано несколько тектонических окон, в которых на поверхности обнажаются меловые осадочные породы и кристаллические образования, в разной степени расчлененные эрозией.

Вулканическое плато простирается от Никарагуа на запад через Гондурас в южную часть Гватемалы. Вдоль границы между Гондурасом и Сальвадором абсолютные отметки его превышают 2000 м. На территории Никарагуа наибольшей высоты (свыше 1500 м) плато достигает в западных районах страны, откуда оно постепенно понижается на восток, к Карибской прибрежной равнине.

На севере нагорья вулканические породы перекрывают Гондурасский массив, при этом останцы вулканитов прослеживаются почти до Гондурасского залива. На востоке нагорье сливается с Карибской прибрежной равниной, а на юго-западе заканчивается высоким уступом, отграничивающим его от широтной низменности. Цепь действующих вулканов, по крайней мере в Сальвадоре и Никарагуа, располагается, очевидно, на площади крупного опущенного блока вулканического нагорья.

Тихоокеанская прибрежная равнина. От мексиканской границы до широты Managua вулканические образования Тихоокеанской Кордильеры окаймляются аллювиальной прибрежной равниной, ширина которой иногда превышает 50 км. Она представляет собой часть пидмонта (предгорья), отделяющего вулканическую цепь от Гватемальской котловины. Средняя ширина пидмонта 120 км. Максимальные превышения от вершин пиков до дна желоба достигают 7000 м.

Если не считать зал. Фонсека, северная часть Тихоокеанского побережья Центральной Америки почти не изрезана. Однако к югу от Managua, где появляются невулканические породы, вдоль Коста-Рики, в Тихий океан выдаются пять полуостровов. На них обнажаются осадочные породы, а также интрузивы и вулканиты основного состава, объединяемые комплексом Никоя. На п-ове Санта-Элена на поверхность выходят серпентиниты и метаморфические породы. Они заметно отличаются от пород, развитых восточнее, и, по-видимому, отделены от них крупной зоной нарушений.

Панамская перемычка («связующее звено»). В этот регион входит вся территория Панамского перешейка к востоку от горы Сантьяго (81° 45′ з. д.) до колумбийской границы. Хотя здесь повсеместно развиты вулканогенные породы, само «звено» отнюдь не является молодой вулканической дугой, как это обычно считают. Вулканиты, развитые на большей части Центральной и Восточной Панамы, несомненно, древнее вулканических образований Тихоокеанских Кордильер или Никарагуанского нагорья и, возможно, имеют тот же возраст, что и комплекс Никоя Коста-Рики. В общем структурном плане преобладают крупные блоки, ограниченные сбросами (рис. 1, *б*). Установлено несколько относительно молодых эруптивных центров, однако ни один из них не был активным в постплиоценовое время.

Прочие вулканические территории. У Карибского побережья Никарагуа расположены четыре небольших острова: Грейт-Корн, Литл-Корн, Сан-Андрес и Нью-Провиденс, представляющие собой, по-видимому, вулканические некки или эруптивные центры, подобно вулкану Тортугеро на северо-востоке Коста-Рики. У Тихоокеанского побережья практически все острова заливов Панамского и Чирики, а также о. Каньо (вблизи п-ова Оса) имеют вулканическое происхождение. Таков же генезис островов Кокос, Галапагос и Мальпело. Имеются признаки подводного вулканизма вдоль юго-западного борта Гватемальского желоба и у его южного окончания.

Невулканические районы в пределах Вулканической провинции. В северной части провинции имеется целый ряд сравнительно небольших окон, сложенных меловыми и более древними породами. В качестве примера можно сослаться на обнажение вблизи Метапана, неподалеку от места пересечения границ Гватемалы, Сальвадора и Гондураса. Меловые отложения здесь сильно нарушены разрывами, смяты в складки и несут следы рудной минерализации.

Оз. Никарагуа отделено от Тихого океана сводом Ривас, где развиты мощные осадочные, преимущественно обломочные, образования с разной степенью примеси вулканического материала. Возраст этих отложений меняется от олигоценового до позднемелового: тектоническая деятельность здесь проявилась довольно слабо. Обнажения подобных пород известны южнее, у зал. Никоя. О более древних меловых отложениях полуостровов Коста-Рики вкратце упоминалось ранее.

От зал. Никоя в юго-восточном направлении до панамского п-ова Сона прослеживаются третичные обломочные отложения с незначительной примесью вулканического материала. Аналогичные образования развиты вдоль Карибского побережья от порта Лимон до лагуны зал. Чирики. Они интенсивно нарушены разрывами и местами смяты в складки. К западу от порта Лимон обнажаются олигоценовые и эоценовые известняки, а в долине р. Чангинола (Северная Панама) обнаружены верхнемеловые известняки. В долине р. Санта-Мария и в зоне Панамского канала развиты мощные третичные толщи, также в разных количествах содержащие примесь вулканического материала. Долины рек Баяна и Чукунаке в провинции Дарьен, а также район Мигель-Гарачине характеризуются мощными третичными обломочными отложениями, также интенсивно дислоцированными.

К северу от Блуфилдса (восток Никарагуа) и к востоку от вулканического нагорья простирается аллювиальная прибрежная равнина шириной до 100 км. Скважинами вблизи Пунта-Горда вскрыт разрез третичных обломочных пород мощностью около 2000 м.

Массивы «ядра Центральной Америки». Гондурасский массив. Представляет собой блок груборомбовидной формы (рис. 1, *б*), занимающий большую часть Гондураса и прослеживающийся на территории

Никарагуа, Сальвадора и Гватемалы. В восточной части этого массива обнажаются кристаллические породы дотриасового возраста, характеризующиеся региональным падением в западном направлении. На западе массива в долине р. Лемпа обнажаются меловые осадочные породы и третичные вулканиты. Меридиональная система разломов, простирающаяся от зал. Фонсека на юге до Пуэрто-Кортес на севере, образует Гондурасский грабен, разделяющий массив на два более мелких блока. Кроме того, массив разбит крупными разломами преимущественно широтного простирания на ряд горстов и грабенов, формирующих расчлененный рельеф. Крупная широтная система разломов, параллельная побережью, ограничивает Гондурасский массив на севере. На северо-западе его границу образует система сдвигов Мотагуа, на юго-западе — Тихоокеанская Кордильера и долина р. Лемпа. Южная граница менее отчетлива и приурочена к системе разломов, идущих вдоль долин рек Чолутека и Патука.

Массив сложен метаморфизованными породами различных литологических типов и интрузивными образованиями. Степень метаморфизма различна и колеблется от начальной до гранатовой фаций. В большинстве случаев на кристаллическом фундаменте несогласно залегают либо меловые осадочные, либо третичные вулканические породы, однако в горном округе Розарио, к востоку от Тегусигальпы, фундамент перекрыт мощной толщей темных глинистых сланцев и песчаников, в которых была обнаружена триасовая и раннеюрская флора. В породах кристаллического фундамента и осадочно-вулканогенного чехла нередко отмечаются рудопроявления.

На крупных островах Гондурасского залива обнажаются кристаллические породы, подобные изученным в центральной и восточной частях Гондураса. По-видимому, эти острова — участки опущенного блока Гондурасского массива.

К востоку от указанных выше обнажений развита довольно обширная прибрежная равнина, протягивающаяся от м. Камарон на юго-восток до никарагуанской границы; здесь нефтепоисковые скважины вскрыли довольно мощный разрез третичных отложений. У Пунта-Горда обломочные породы эоценового возраста несогласно перекрывают граниты. Это позволяет предположить наличие погруженного массива под прибрежной равниной, пережившего длительную историю континентального развития. К востоку от прибрежной равнины, недалеко от Ямайки, простирается широкий мелководный шельф Москития, усеянный коралловыми рифами, скалами и отмелями. Скважина, пробуренная на шельфе, вскрыла осадочный разрез мощностью свыше 5100 м. Бурение было приостановлено либо в меловых, либо в нижнетретичных отложениях.

Гватемальский массив. Отделенная от Гондурасского массива континентальным продолжением южного борта желоба Кайман (трог Бартлетт) другая область развития домеловых пород, называемая Гватемальским массивом, простирается от бухты Аматике через Гватемалу до мексиканской границы. Гватемальский массив также разбит разломами на ряд горстов и грабенов. Выделяются три системы разломов: восток-северо-восточного, северо-западного и широтного простирания; первые преобладают. Корни гор образованы метаморфическими породами, аналогичными гондурасским.

Кроме того, на площади некоторых блоков обнаружены мощные толщи пермских и частично верхнепенсильванских отложений: известняков, песчаников и филлитизированных темноцветных глинистых сланцев. Закартированы крупные серпентинитовые и гранитные интрузии. К зонам разломов и интрузивным телам приурочено оруденение. Альто-де-лос-Кучумантанес — крупный горст, сложенный меловыми и пермскими морскими породами и расположенный к северу от основной зоны смятия в пределах массива. Зона, прилегающая непосредственно к складчатому поясу, протягивается севернее зоны смятия Гватемальского массива и образует полосу предгорий между массивом и низменностью Петен. В складчатом поясе установлено несколько крупных антиклиналей, в различной степени осложненных разрывными нарушениями. Граниты и пермские осадочные породы западной части массива продолжаются на территории Мексики (массив Чьяпас).

Массив Майя. Представляет собой приподнятый блок, в пределах которого в центральной части Белиза на поверхности обнажаются домеловые породы. Здесь широко развиты мощные толщи граувакк, кварцитов, аспидных и кристаллических сланцев, местами с остатками палеозойских беспозвоночных. Эти метаосадочные породы серии Майя несогласно перекрыты пермской серией Макаль. Породы серии Майя подверглись интенсивной складчатости, нарушены разрывами и интрудированы гранитами; степень метаморфизма изменяется от начальной до гранатовой фаций. Возраст гранитных пород, прорывающих серию Майя и по-видимому несогласно перекрытых серией Макаль, по данным изотопных определений составляет 235 ± 35 млн. лет. Серия Макаль, мощность которой значительно превышает 3000 м, сложена глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами, известняками и прорвана порфиритами. Массив Майя ограничен на севере крупной широтной зоной разломов, на востоке — разломами субмеридионального (север-северо-восточного) простирания. Зона разломов восток-северо-восточного направления вдоль южного края массива фиксирует северную границу впадины Сарстун. На западе древние породы массива погружаются под меловые. Хотя массив Майя интенсивно раздроблен и прорван интрузиями, в этом районе оруденение проявляется очень слабо.

Сдвиговая зона Мотагуа. Полагают, что крупные сбросы субширотного (восток-северо-восточного) простирания в Белизе и Гватемале являются континентальным продолжением предполагаемых крупных разломов желоба Кайман. Разломы, ограничивающие массив Майя на юге, представляют собой самый северный элемент этой системы нарушений, а сдвиги в долине Мотагуа сопряжены, по-видимому, с южным бортом желоба. Таким образом, континентальная часть желоба (трога) Кайман имеет ширину около 100 км, и грабены, подобные впадинам Сарстун, Мотагуа и Исабаль, вполне вероятно, являются продолжением этого трога. Картировочные работы в долине Мотагуа показали, что здесь образование разломов началось по крайней мере в предмеловое время и продолжалось с перерывами до голоцена.

Представляется вероятным, что Мотагуа и связанные с ней другие сдвиговые зоны, а возможно, и желоб Кайман в целом являются одними из наиболее важных тектонических элементов Центральной Америки. Например, к северу от Мотагуа в Центральной Америке отсутствуют третичные или более молодые вулканиты, а к югу от нее они распространены широко. В каком-то смысле зона Мотагуа служит границей между регионами с геологическим строением типа Галф-Коста, например в пределах равнины Петен, и карибского типа, примером которого может служить область развития третичных вулканитов на юге Центральной Америки. Серпентинитовые интрузии, за исключением центральной части п-ова Санта-Элена, и связанные с ними экзотические продукты магматической дифференциации, такие как монокристаллические гиперстены, биотиты и нефриты, приурочены к центральной части сдвиговой зоны. Хромитовое оруденение также существенно связано с этой зоной; полиметаллические рудопроявления встречаются главным образом к северу, а золотые — почти исключительно к югу от нее.

Равнина Петен. Севернее массивов Гватемальского и Майя развит плоский равнинный ландшафт, характерный для равнины Петен. В ее пределах широко распространены почти горизонтально залегающие осадочные толщи мелового и третичного возраста, сложенные преиму-

щественно карбонатами, мергелями и эвапоритами с базальной зоной меловых обломочных пород непостоянной мощности. Абсолютные отметки в этом регионе редко достигают 200 м.

Южная часть равнины дренируется р. Усумасинта через депрессию Чьяпас, представляющую собой широкий пологий грабен, расположенный между массивом Чьяпас и Юкатанским шельфом. Это структурное и топографическое понижение в Гватемале называют впадиной Чапаяль. Вдоль северного края впадины расположен свод Ла-Либертад — пологое региональное поднятие, имеющее северо-западное (335°) простирание и разделяющее бассейны рек Усумасинта и Наранхо. К востоку от г. Ла-Либертад и к югу от оз. Петен-Ица, видимо, в связи с влиянием западной части погруженного массива Майя простирание свода изменяется на восточное, а затем на северо-восточное.

Само оз. Петен-Ица расположено в грабене между сводом Ла-Либертад и южным краем Юкатанского шельфа. Грабен, по-видимому, образовался в результате пересечения свода Ла-Либертад и связанных с ним нарушений с разломами зон Бакалар и Рио-Ондо, имеющими север-северо-восточное простирание. К северу от оз. Петен-Ица низменный рельеф без существенных изменений прослеживается и на п-ове Юкатан.

Восточнее зоны разломов Рио-Ондо и к северу от массива Майя находится аналогичная морфоструктура, рассматриваемая как часть равнины Петен. Восточная часть ее осложнена серией крупных разрывов, параллельных береговой линии; из них самый восточный приурочен к внешнему краю Юкатанского шельфа. Эти разрывы были активны на протяжении длительного времени, о чем свидетельствуют фациальные изменения, установленные в меловых отложениях по керну скважин, пробуренных на севере Белиза.

Общие данные о тектонике. Главной структурной особенностью Центральной Америки является цепь вулканических хребтов общей длиной более 1400 км. Эти хребты параллельны Гватемальскому желобу и, видимо, сопряжены с ним и с серией разрывов на суше, которые активизировались по крайней мере в начале третичного периода, а возможно, и в дотретичное время. Породы, генетически связанные с этой цепью вулканов, повсеместно распространены в Центральной Америке.

Вулканические хребты Центральной и Южной Америки разделены зоной приподнятых блоков, характеризующейся незначительными проявлениями вулканизма и не являющейся, как принято считать, вулканической дугой.

Другой важный тектонический элемент Центральной Америки — континентальное продолжение желоба Кайман. Район пересечения последнего с зоной вулканических хребтов совпадает со сложно построенным «ядром Центральной Америки». Массивы Гондурасский, Гватемальский и Майя * расположены именно в районе этого пересечения и занимают краевую либо терминальную позицию по отношению к желобу Кайман. К северу от «ядра Центральной Америки» находится более спокойный в тектоническом отношении район равнины Петен. К югу от Гондурасского массива широко развит вулканический ландшафт.

Стратиграфическая характеристика

Домеловые отложения. Наиболее древние датированные образования Центральной Америки объединяются в серию Майя, широко развитую в Белизе. Это — метаосадочные породы с палеозойскими окаменелостями, прорванные гранитными телами, радиоизотопный возраст которых — 235 ± 35 млн. лет. Доказано, что аналогичные метаморфические образования Гватемальского массива имеют допермский возраст. Метаморфические комплексы Гондурасского массива — допозднетриасовые или дораннеюрские; они вполне могут содержать эквиваленты пермских или допермских образований массивов Гватемальского и Майя. Домеловые метаморфические породы обнаружены также в небольших тектонических окнах на п-ове Санта-Элена. Достоверно установленный докембрий в Центральной Америке отсутствует, хотя вполне вероятно его присутствие в Гондурасском массиве.

Датированные пермские и пенсильванские толщи Центральной Америки представлены серией Макаль Белиза и формациями Санта-Роза и Чочаль Гватемалы. Обнажения их отмечаются только в пределах массивов Гватемальского и Майя; аналогичные породы были также встречены в керне скважин на севере Белиза. Палеонтологическими исследованиями установлено наличие довольно полного разреза: от верхнего пенсильвания до гвадалупской серии.

Присутствие домеловых мезозойских отложений в Центральной Америке подтверждается находками остатков позднетриасовых и (или) раннеюрских растений в мощном разрезе темноцветных глин близ Тегусигальпы и в слоях красноцветных песчаников Тодос-Сантос на северо-западе Гватемалы. В районе Тегусигальпы описаны также юрские моллюски. В западной части региона формация Тодос-Сантос и ее аналоги образуют базальную трансгрессивную толщу мезозоя и включают в себя домеловые отложения. Разновременность образования этой толщи указывает на развитие трансгрессии, поэтому на территории Белиза и на востоке Гондураса она, очевидно, раннемеловая. На западе Гватемалы в формации Тодос-Сантос отмечаются соленосные пласты. В ряде работ упоминается о проявлениях юрского вулканизма.

Мел. Нижнемеловые отложения широко распространены на севере Центральной Америки, но неизвестны южнее северной части Никарагуа, за исключением, возможно, комплекса Никоя. Массивные нижнемеловые известняки обычно залегают над трансгрессивной базальной обломочной толщей, по крайней мере верхняя часть которой также имеет раннемеловой возраст. Аналогично ангидритовая толща Юкатана, по-видимому, частично относится к нижнему мелу. Эта толща, местами достигающая мощности 2,5 км, продолжается в верхнем мелу. Эквивалентные рифовые фации известны в Белизе.

Верхнемеловые мергели и известняки широко распространены в Гватемале, Белизе и в меньшей степени на территории Сальвадора и Гондураса. Отложения этого возраста известны также в пределах свода Ривас, на юго-западе Никарагуа (откуда они прослеживаются далее к югу, до зал. Никоя), и на северо-западе Панамы, в долине р. Чангинола. На востоке Гондураса меловые отложения отсутствуют.

Вулканогенные меловые породы описаны в районе Тегусигальпы, но не обнаружены к северу от него. Меловые толщи свода Ривас и комплекса Никоя Коста-Рики содержат примесь вулканического материала. Полагают, что комплекс вулканических отложений основания в Панаме по крайней мере частично также имеет меловой возраст.

Кайнозой. Палеоценовые и нижнеэоценовые отложения в Центральной Америке обнаружены только на равнине Петен. В противоположность этому образования верхнего и среднего эоцена широко распространены и имеют наибольшую мощность в прогибе Сарстун и в грабене Исабаль. Здесь развита мощная и литологически не выдержанная эоценовая формация Толедо, представленная обломочными породами. Вполне вероятно, что холмы, сложенные нижнемеловыми известняками в районе Пунта-Горда (на юге

* Выделяемые автором массивы являются крупными блоками, входящими в состав Центральноамериканского срединного массива — «ядра Центральной Америки». — *Прим. пер.*

Белиза), являются олистолитами * в формации Толедо. Мощный разрез отложений этой формации был вскрыт под слоями миоценовых известняков Рио-Дулсе в Гватемале, вблизи Ливингстона. Литологический состав и их мощности подтверждают предположение о том, что континентальное продолжение желоба Кайман в эоцене было зоной опусканий.

Мощные эоценовые отложения со значительной примесью вулканического материала обнаружены на юго-востоке Коста-Рики. Толща этого возраста, развитая на равнине Петен, сравнительно маломощна и сложена мергелями, известняками и эвапоритами.

Отложения олигоцена и миоцена значительной мощности встречены на востоке и западе Коста-Рики, в западной, центральной и восточной частях Панамы, а также в районе свода Ривас (Никарагуа). Это — обломочные отложения с различным содержанием кластического материала и маломощными прослоями известняков. Иногда встречаются мощные известняковые пласты (например, известняки Рио-Дулсе и Дакли). Олигоценовые и миоценовые отложения равнины Петен представлены маломощными карбонатными породами и эвапоритами. По-видимому, большинство вулканитов Никарагуанского вулканического нагорья также датируется этим возрастом.

Морские плиоценовые и плейстоценовые осадки описаны лишь в зоне Панамского канала. Мощные аллювиальные отложения пойменных террас, например в низменности Сан-Хуан, имеют, по всей вероятности, плиоценовый возраст. Самые молодые вулканиты образовались в плейстоцене или даже в голоцене.

Полезные ископаемые

Горючие ископаемые. Несмотря на довольно значительные объемы нефтепоисковых работ, промышленные залежи нефти в Центральной Америке еще не обнаружены. В перспективных районах было пробурено около 66 поисковых скважин. Единственный значительный выход нефти в Центральной Америке был получен близ г. Гарачине, провинция Дарьен в Панаме. Активное нефтепроявление было отмечено в трещиноватых андезитовых лавах, вскрытых скважиной среди осадочных образований Южной Коста-Рики. Небольшие проявления нефти обнаружены также на равнине Петен. Непромышленные пласты лигнитов и бурых углей известны в олигоценовых и миоценовых отложениях Панамы.

Рудные полезные ископаемые. От гор Майя до колумбийской границы широко распространены различные рудопроявления. Наиболее значительное месторождение золота Центральной Америки, по крайней мере в колониальные времена, находилось в провинции Дарьен Панамы, вблизи Каньи (имеется в виду рудник Эспириту-Санто). В настоящее время в большом количестве золото добывают на руднике Розарио, район Тегусигальпы в Сальвадоре. Рудопроявления золота в большинстве случаев связаны с кварцевыми жилами, секущими вулканогенные породы. Отмечено, что пространственное размещение месторождений золота совпадает с простиранием вулканических структур [Roberts R. J., Irving E. M., 1957].

На некоторых участках Гватемальского массива и в районе Метапана обнаружены крупные свинцово-цинковые и свинцово-цинково-серебряные рудопроявления.

В ассоциации с серпентинитами сдвиговой зоны Мотагуа встречен хромит. На нескольких участках Гондурасского массива установлена стибнитовая минерализация (сурьма). В центральной части Панамы имеются небольшие залежи марганцевых руд. Непромышленные залежи железа, меди, вольфрама, олова и ртути найдены преимущественно в Гондурасском массиве.

Нерудные полезные ископаемые. В Гватемале выявлены месторождения горного хрусталя и мусковита; на территории Белиза добывался барит. В ряде районов имеются промышленные залежи песка, гравия, глин и известняков, однако разрабатываются они лишь в нескольких местах.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА С ПОЗИЦИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

(от редактора)

Во время подготовки настоящего издания было сделано несколько попыток интерпретировать проблему образования Центральной Америки и Карибского бассейна с позиции тектоники плит. С. Кери [Carey S. W., 1958] выдвинул гипотезу о «диотезе («раздвоении») Мексиканского залива», в соответствии с которой высказывалось предположение о разделении некогда единой континентальной Льянории на два блока: Гондурасский и Гватемальский, об их относительном вращении по часовой стрелке и окончательном разъединении, приведшем к возникновению V-образной трещины в районе нынешнего желоба Кайман (так называемый Гондурасский сфеночазм *).

Позднее примитивные геометрические интерпретации были заменены моделями, построение которых основано на значительном объеме геологических и геофизических данных, а также на материалах подводных исследований. Хотя выводы еще относятся к категории рабочих гипотез, имеется интересная модель, предложенная Б. Мальфе и М. Динкельманом [Malfait B. T., Dinkelman M. G., 1972], согласно которой Северо- и Южно-Американская плиты рассматриваются как сдвинувшиеся в позднем мезозое при одновременном западном дрейфе обоих материков, сопровождающемся относительным перемещением Восточно-Тихоокеанской (Карибской) плиты в восточном направлении (рис. 2). Имеются многочисленные свидетельства проявления ларамийских орогенических движений в этом регионе.

На севере и на юге Карибского региона давно установлены крупные секущие разломы вдоль окраин Южной Америки: левосдвиговые на севере и правосдвиговые на юге. Эти разломы, например Мотагуа и желоб Кайман, по-видимому, образовались в позднем эоцене в период интенсивных проявлений вулканизма в Центральной Америке, что может интерпретироваться как следствие отделения региона от Восточно-Тихоокеанской плиты во время завершения ларамийской орогенической фазы. В Южно-Мексиканском желобе и в других аналогичных участках коры происходила субдукция Тихоокеанской плиты. В раннем олигоцене она осуществлялась на всем протяжении юго-западного фронта Центральной Америки до пересечения с зоной субдукции в желобе Боливар Южной Америки.

Вулканическая деятельность, связанная с субдукцией плиты вдоль зоны, ставшей впоследствии Центральноамериканским желобом, продолжается как на суше, так и в океане до сегодняшнего дня. В постпозднемиоценовое время развились растягивающие напряжения, обусловившие образование меридиональных грабенов в Гватемальско-Гондурасском секторе (рис. 3), а после раннего плиоцена вдоль подводного хр. Кокос начали формироваться трансформные разломы, приведшие к левосторонним меридиональным сдвигам, отделившим Панамский

* Чужеродные блоки или скопления материала, перемещенные при подводном гравитационном оползании либо обвале пород, входят в состав олистостромы (см. также сноску на с. 482). — *Прим. пер.*

* Расщелина треугольной формы в океанической коре, разделяющая два континентальных блока (согласно представлениям С. Кери, образуется, по-видимому, в результате вращения одного блока относительно другого). — *Прим. пер.*

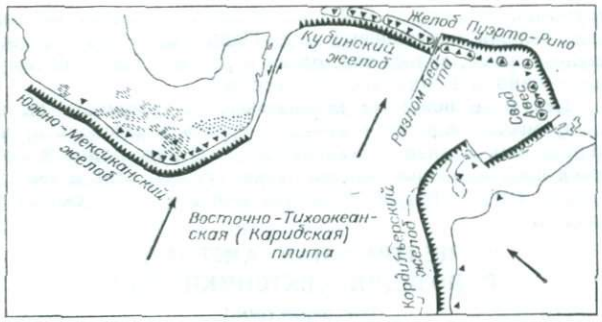


Рис. 2. Центральная Америка и Карибский регион в позднемеловую эпоху. По Б. Мальфе и М. Динкельману [Malfait B. T., Dinkelman M. G., 1972].

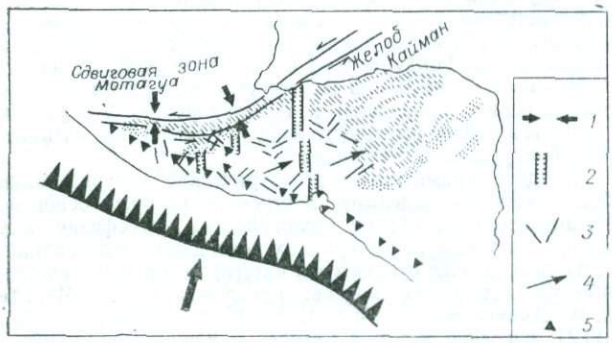


Рис. 3. Схема растягивающих напряжений в пределах Гватемальско-Гондурасского сектора Центральной Америки (позднемиоценовая эпоха). По Б. Мальфе и М. Динкельману [Malfait B. T., Dinkelman M. G., 1972].

1 — направление сжатия вдоль сдвиговой зоны Мотагуа; *2* — грабены; *3* — приблизительное положение разломов северо-западного и северо-восточного простирания; *4* — направление движения Центральной Америки на север; *5* — вулканы.

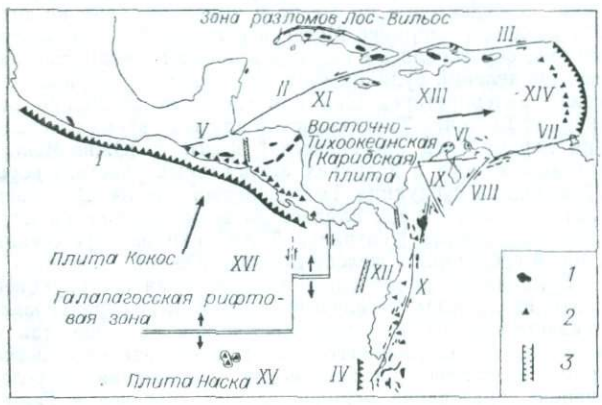


Рис. 4. Тектонические элементы Центральной Америки и Карибского региона, наложенные на докембрийско-палеозойский метаморфический комплекс. По Б. Мальфе и М. Динкельману [Malfait B. T., Dinkelman M. G., 1972].

1 — зоны позднемеловых — раннетретичных гранитных интрузий; *2* — вулканы; *3* — зоны растяжений. Цифры на карте: *I—IV* — желоба (*I* — Центральноамериканский, *II* — Кайман, *III* — Пуэрто-Рико, *IV* — Перуанский); *V—IX* — разломы (*V* — Мотагуа, *VI* — Оса, *VII* — Эль-Пилар, *VIII* — Боконо, *IX* — Санта-Марта); *X* — мегасдвиг Долорес; *XI* — Никарагуанское поднятие; *XII* — грабен Якина; *XIII—XVI* — хребты (*XIII* — Беата, *XIV* — Авес, *XV* — Карнеги, *XVI* — Кокос).

перешеек от Центральноамериканского желоба (рис. 4). Данные изучения пелагических фораминифер показали, что перешейки, подобные Атлантическо-Тихоокеанскому, исчезли около 5,7 млн. лет назад [Emiliani C. e. a., 1972].

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Emiliani, C., Gartner, S., Lidz, B., 1972. «Neogene sedimentation on the Blake Plateau and the emergence of the Central American isthmus», Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 11 (1), 1—10.

Malfait, B. T., Dinkelman, M. G., 1972. «Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 251—272.

Meyerhoff, H. A., Meyerhoff, A. A., 1973. «Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate, discussion», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1101—1104.

Roberts, R. J., Irving, E. M., 1957. «Mineral deposits of Central America», U. S. Geol. Surv. Bull., 1034, 205 p.

Sapper, K., 1937. «Mittelamerika», Handbuch Reg. Geol. (Heidelberg), 8 (4), 160.

Schuchert, C., 1935. Historical Geology of the Antillen-Caribbean Region. New York: Wiley, 811 p.

Uchupi, E., 1973. «Eastern Yucatan continental margin and western Caribbean tectonics», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 57 (6), 1075—1085.

Weyl, R., 1961. «Die Geologie Mittelamerika», Regionalen Geologie der Erde. Berlin: Gebr. Borntraeger, 226 p.

Weyl, R., 1969—1970. «Geologische Bilder aus Mittelamerika», Natur und Museum, 99, 415—433, 559—570; 100, 120—128, 269—278, 362—370.

Weyl, R., 1970. «Mittelamerika», Zentr. Geol. Paläontol., 1970, 1002—1051.

БЕЛИЗ (БРИТАНСКИЙ ГОНДУРАС)[1]

Белиз — владение Великобритании в северной части Центральной Америки, на западном побережье Карибского моря. На севере и северо-западе граничит с Мексикой, на западе и юге — с Гватемалой. Общая площадь около 23 тыс. км², из которых 370 км² занимают прибрежные отмели и острова. Полезных ископаемых на территории Белиза выявлено мало, причем известные рудопроявления разведаны недостаточно.

Северную, бóльшую, часть страны занимает п-ов Юкатан (см. статью Мексика). На юге расположены горы Майя (Кокскомб), являющиеся северо-восточным продолжением морфоструктур Гватемалы.

Наиболее древние образования, обнажающиеся в горах Майя, представлены метаморфическими и осадочными породами пенсильвания — перми, коррелирующимися с отложениями группы Санта-Роза Гватемалы. Эта толща прорвана гранитными интрузиями; в средней части есть прослои вулканитов риолитового состава.

Описанные выше образования, протягивающиеся в виде хорошо выдержанной по простиранию полосы почти через всю страну, на юге перекрываются сильно смятой в складки серией доломитов и известняков мелового возраста мощностью более 1500 м, среди которых обнаружены битумопроявления. В нижней части этого разреза отмечаются также пропластки ангидритов. На меловой толще залегают кварциты, песчаники и глинистые сланцы палеоцен-эоценового возраста, отложения которого приурочены главным образом к унаследованным трогам.

К северу от гор Майя также развиты меловые карбонаты, перекрываемые на значительной площади почти гори-

зонтально лежащими палеоцен-эоценовыми известняками и плиоценовыми белыми мергелями и глинами.

В районе Гондурасского залива отмечаются глыбовые дислокации. На внешнем крае континентального шельфа находится барьерный риф, сопровождающийся многочисленными изолированными рифами и небольшими атоллами.

Наличие в шельфовой зоне «голубых пещер» — затопленных карстовых пустот со сталактитами (изученных Ж. И. Кусто во время одной из его экспедиций на «Калипсо») — свидетельствует о том, что уровень плейстоценового моря находился на 120 м ниже современного.

Г. Денго

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bateson, J. H., 1972. «New interpretation of geology of Maya Mountains, British Honduras», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (5), 956—963.

Dillon, W. P., Vedder, J. G., 1973. «Structure and development of the continental margin of British Honduras», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2713—2732.

Dixon, C. G., 1956. Geology of Southern British Honduras, with Notes on Adjacent Areas. Belize: Govt. Printer, 85 p.

Flores, G., 1952. «Geology of northern British Honduras», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 36 (2), 404—413.

Hall, I. H. S., Bateson, J. H., 1972. «Late Paleozoic lavas in Maya Mountains, British Honduras, and their possible regional significance», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (5), 950—956.

Kesler, S. E., Kienle, C. F., Bateson, J. H., 1974. «Tectonic significance of intrusive rocks in the Maya Mountains, British Honduras», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 549—552.

ГВАТЕМАЛА

Республика Гватемала — самое северное из государств Центральной Америки. Граничит на западе и севере с Мексикой, на северо-востоке — с Белизом, на юго-востоке — с Гондурасом и Сальвадором. На востоке омывается Карибским морем, на юге и юго-западе — Тихим океаном. Площадь ее составляет 67,7 тыс. км² *.

В геологическом отношении представляет собой часть Североамериканского континента. Структурные особенности и история геологического развития этого региона могут быть увязаны с таковыми Мексики и даже Северной Америки в целом. Морфо- и тектонические структуры, сложенные мезозойскими и палеозойскими породами, простираются из районов Мексики в юго-восточном направлении, образуя в Центральной Гватемале дугу, обращенную выпуклостью к югу и изгибающуюся на северо-восток, в пределы Карибского моря.

На территории Гватемалы обнажаются наиболее древние образования, развитые в северной части Карибского региона. Наличие крупной зоны разломов — континентального продолжения желоба Кайман, протяженных серпентинитовых поясов, действующих вулканов, сейсмоактивных зон и, наконец, близость глубоководного Центральноамериканского желоба — все это делает Гватемалу исключительно важным объектом для изучения теоретических проблем планетарной тектоники.

Кроме результатов рекогносцировочных исследований А. Дольфуса, Э. Монсеррата [Dolfuss A., Montserrat E., 1868] и К. Сэппера [Sapper C., 1937] до 1957 г. было опубликовано очень мало работ, посвященных геологии Гватемалы. Вся территория страны покрыта аэрофото- и топографической съемкой масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000.

Геоморфологическая характеристика

В пределах Гватемалы выделяются следующие четыре основные геоморфологические провинции (с юга на север): 1) Тихоокеанская равнина, протягивающаяся узкой (50 км) полосой вдоль юго-западного побережья страны; сложена обломочным материалом — продуктами разрушения вулканических гор, а также морскими и речными наносами; 2) неоген-четвертичная вулканическая провинция; 3) Кордильеры; в средней части страны эта провинция представлена нагорьем, сложенным в основном кристаллическими и вулканогенными породами, а на севере — складчатым поясом осадочных образований; 4) впадина Петен, занимающая северную часть Гватемалы.

Континентальный водораздел протягивается в северо-западном направлении вдоль вулканического нагорья. По горным склонам в Тихий океан устремляются многочисленные короткие водотоки. Несколько крупных рек, включая Мотагуа, Полочик и Сарстун, впадают в Карибское море. Реки Пасьон и Чихой текут на север и, сливаясь, образуют р. Усумасинту, пересекающую территорию Мексики и впадающую в Мексиканский залив.

Впадина Петен представляет собой низменную равнину *, заросшую влажными лесами и включающую несколько участков саванн. Она сложена главным образом пологозалегающими верхнемеловыми карбонатами, третичными обломочными породами и эвапоритами. В целом впадина Петен может рассматриваться как продолжение североамериканской провинции Мексиканского залива. Обнаруженные на юге соляные купола свидетельствуют о распространении здесь соленосных отложений Галф-Кост. В карбонатах впадины Петен и находящейся южнее складчатой зоне развит интенсивный карст.

В пределах вулканического нагорья имеется несколько заполненных озерами депрессий, в том числе двойная кальдера — оз. Аярса, вулкано-тектонические кальдерные озера Аматитлан, Атитлан и др.

Стратиграфия

Приподнятый участок между зонами разломов Мотагуа и Полочик сложен мощной толщей метаосадочных пород (кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов и амфиболитов), возраст которых достигает, судя по всему, 345 млн. лет. К югу от долины р. Мотагуа находится зона слабо метаморфизованных граувакк, диабазов, базальтов и кремнистых сланцев предположительно палеозойского возраста; по-видимому, эти образования по крайней мере частично являются эвгеосинклинальными аналогами более интенсивно метаморфизованных пород, развитых севернее (рисунок).

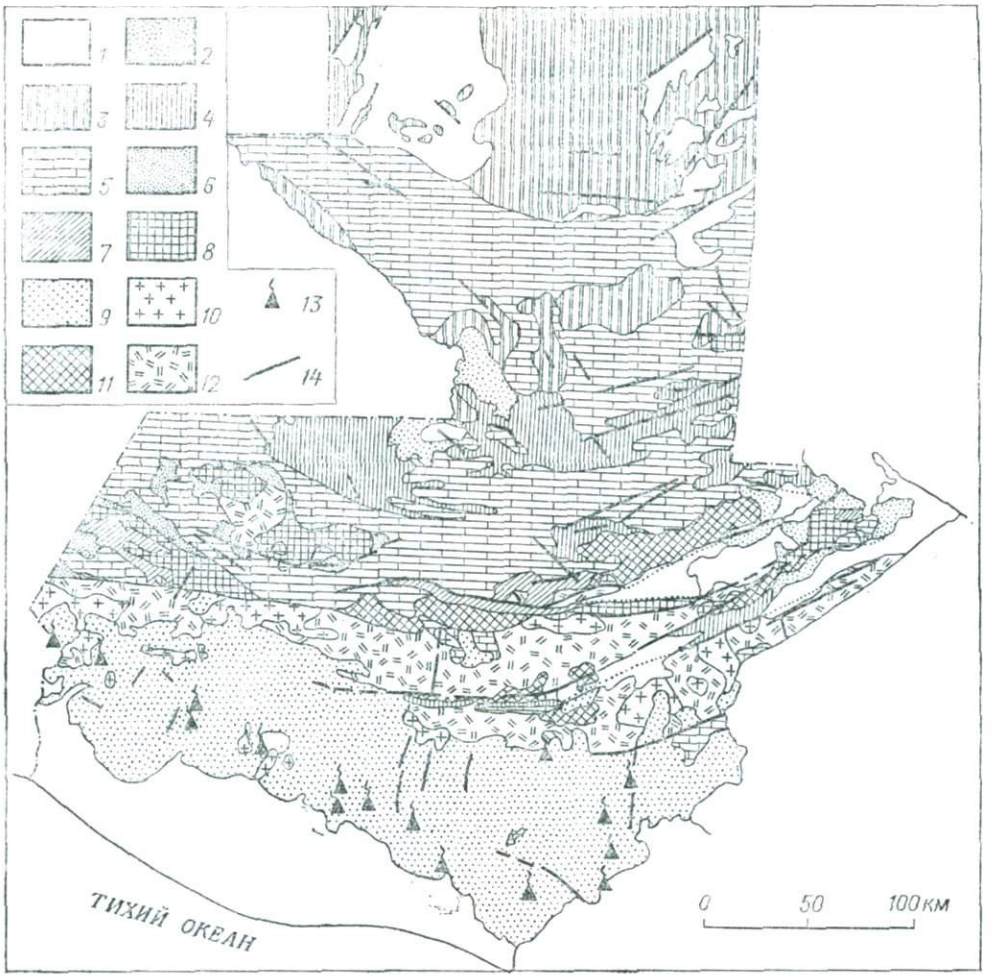
Бóльшая часть гор Майя, а также площади перед вулканическим нагорьем на юге Гватемалы сложены филлитами и аспидными сланцами. Обычно их считают эквивалентами пенсильванско-пермских пород осадочного пояса.

В Гватемале развиты магматические породы разных возрастов. Древнейшие граниты, связанные с метаморфическим комплексом, по-видимому, внедрились около 345 млн. лет назад. Определить возраст плутонов, развитых среди вулканитов, довольно сложно, поскольку они, по-видимому, испытали омоложение под влиянием кайнозойского вулканизма. Многие из этих образований, колеблющихся по составу от гранитов до диоритов, имеют

---

* Согласно БСЭ (3-е изд., т. 6) площадь Гватемалы — 108,9 тыс. км². — *Прим. пер.*

* Лежит на высоте 150—200 м. — *Прим. пер.*



Генерализованная геологическая карта Гватемалы. По данным Национального географического института Гватемалы, 1972 г.

1—8 — отложения осадочные (*1* — четвертичные, *2* — верхнетретичные, *3* — нижнетретичные, *4* — третичные и меловые, *5* — меловые, *6* — юрские и меловые, *7* — пермские, *8* — пенсильванские и пермские); *9* — позднетретичные и четвертичные вулканиты; *10* — граниты; *11* — серпентиниты; *12* — метаморфические породы; *13* — вулканы; *14* — разломы.

меловой возраст; другие сопряжены с третичным вулканизмом, в процессе которого они прорвали вулканогенные толщи на юго-востоке Гватемалы. Вдоль зон разломов Мотагуа и Полочик развиты многочисленные тела серпентинитов (иногда площадь их распространения превышает 1000 км²), сформировавшихся скорее всего в мелу.

Суммарная мощность осадочного разреза складчатого пояса Кордильер Гватемалы и впадины Петен 10 км. Наиболее древние осадочные образования представлены 2-километровой толщей глинистых сланцев, песчаников и конгломератов пенсильванского—пермского возраста. Более грубообломочные породы обычно приурочены к низам разреза; они постепенно перекрываются толщей пермских известняков мощностью 1000 м. В северном направлении наблюдается смена фаций от известняковых к глинистым. На известняках несогласно залегают верхнеюрские и нижнемеловые красноцветы, неравномерно распределенные по площади и достигающие мощности 1000 м. Вверх по разрезу красноцветы постепенно переходят в меловые карбонаты мощностью 3000 м. В пределах впадины Петен отмечаются изменение мощностей и фаций и появление эвапоритов более чем 3-километровой мощности. Обломочные отложения третичного возраста мощностью свыше 1000 м слагают низы разреза; верхняя часть разреза имеет аналогичную мощность.

Бóльшая часть юга страны покрыта кайнозойскими вулканическими породами. В миоцене начался интенсивный вулканизм, в результате которого образовалась широко распространенная серия преимущественно риодацитовых туфов и игнимбритов, реже андезитовых и дацитовых лав. Наряду с ними накапливались вулканогенно-осадочные породы и лахары *.

Четвертичный период характеризовался формированием андезитов с образованием крупных конусов, извержением пемз риодацитов и излияниями лавовых потоков. В юго-восточной части страны наблюдаются поля скоплений шлаков и лавовые конусы.

Параллельно Тихоокеанскому побережью тянется цепь крупных вулканов, среди которых находится Тахумулько (4211 м) — высшая точка Центральной Америки. Некоторые вулканы являются действующими, например Фуэго,

---

* Грязевые потоки на склонах вулканов, состоящие в основном из обломков вулканического материала. — *Прим. пер.*

Пакайя, Сантьягито. Последний особенно интересен тем, что представляет собой высокоактивный дацитовый купол, рост которого начался в 1922 г., после возникновения в 1902 г. эксплозивного кратера на склоне вулкана Санта-Мария. Он постепенно разрастался за счет лавовых излияний, выбросов палящих туч, формирования обелисков типа пелейского и скопления пепловых туфов. Весь этот разнообразный материал, постепенно увеличиваясь в объеме, привел к формированию единого купола. В настоящее время размеры комплекса вулканитов, слагающих купол, составляют 1×2 км при высоте более 450 м. Вулкан продолжает расти и действовать в современных условиях; температуры фумарол превышают 800° С.

Структура

На территории Гватемалы основная орогеническая фаза проявилась в среднем палеозое, по-видимому в девоне, и сопровождалась метаморфизмом, складкообразованием и внедрением интрузий. Постпермские движения привели к поднятию территории и вследствие этого к выпадению из разреза верхнепермских—верхнеюрских отложений, а также к развитию угловых несогласий. Современные структуры широтного направления сформировались после имевших место интенсивных эоценовых (ларамийских) разрывов и складчатости. Система вулканических и тектонических структур общего северо-западного простирания (включающая разлом Халапатагуа и Центральноамериканский желоб), а также ее меридиональные крутопадающие разломы представляют собой генетически взаимосвязанные элементы, являющиеся относительно более молодыми и наложенными на ларамийские структуры.

Зоны разломов Мотагуа и Полочик параллельны крупным системам разрывов континентального продолжения карибского желоба Кайман и, следовательно, относятся к числу важнейших структурных элементов земной коры. Возможно, что зона разлома Полочик сформировалась первоначально еще в палеозое и приобрела современный облик в миоцене. Эта зона пересекает центральную часть страны в форме широтной дуги, обращенной выпуклостью к югу и протягивающейся на северо-запад, в пределы Мексики. Зона разлома Мотагуа, проходящая на 50 км южнее, теряется под покровом вулканических пород в западной части страны.

Протяженная зона разлома Полочик отделяет северную геологическую провинцию страны, сложенную осадочными породами, от выступа кристаллического фундамента между разломами. Крупные структуры, связанные с системой желоба Кайман, включают горст гор Майя, грабен оз. Исабаль, горст Сьерра-де-лас-Минас и приподнятое осадочное плато Кучуматанес.

Предполагается, что этими крупными секущими разломами, характеризовавшимися смещениями по вертикали с амплитудами порядка нескольких километров, обусловлены значительные горизонтальные сдвиги. Это, однако, еще не подтверждено полевыми исследованиями.

Полезные ископаемые

В Гватемале обнаружены многочисленные, но небольших размеров месторождения высокосортных руд различных металлов, однако на ее территории имеется всего лишь несколько действующих рудников. Поисково-разведочные работы осложняются труднодоступностью рудных выходов и расчлененным рельефом страны. В последнее десятилетие эти работы значительно ускорились благодаря и сооружению дорог, и применению вертолетов.

В доиспанские времена долина р. Мотагуа была центром добычи нефрита, широко применявшегося индейскими цивилизациями. В настоящее время коренные месторождения нефрита, очевидно, выработаны, хотя в аллювиальных отложениях часто встречаются валуны нефрита довольно низкого качества.

В текущем столетии в районах Уэуэтенанго, Кобан и Консепсьон-де-лас-Минас разрабатывались небольшие свинцово-цинковые залежи. Имеются данные о том, что в течение XIX в. в районе Консепсьон было извлечено 40 млн. унций (1244 т) серебра. Месторождения Уэуэтенанго и Кобан представлены метасоматическими залежами, приуроченными к меловым и пермским карбонатам. Оруденение в районе Консепсьон связано с третичными гранодиоритовыми интрузиями и вулканитами.

В результате тропического выветривания крупных серпентинитовых масс образовались промышленные залежи никеленосных латеритов, особенно к северу от оз. Исабаль, где Международная никелевая компания предполагает соорудить крупный перерабатывающий комплекс.

Небольшие жильные месторождения высокосортных медных руд приурочены к поясу ультрамафических пород Альта-Верапас.

С впадиной Петен связывают возможные перспективы нефтегазоносности. Первые 16 скважин выявили лишь незначительные признаки нефти и газа, но в 1974 г. были обнаружены относительно крупные нефтепроявления. Продуктивны также карбонаты мелового возраста. В южной части впадины установлены незначительные проявления серы и нефти. Главным препятствием к продолжению исследований является труднодоступность региона. Несомненно, что последовательное освоение этой территории будет способствовать обнаружению новых залежей углеводородов. Поисковым объектом служит также осадочный разрез под толщей вулканогенных образований на акватории Тихоокеанского побережья.

Гидроэнергетический потенциал используется пока в незначительной степени. Большой объем выпадающих осадков и крутые уклоны рек частично нейтрализуются сезонным характером осадков, ограниченными возможностями для сооружения накопительных емкостей, а также наличием многочисленных разрывных нарушений, горячих источников и карстового рельефа. Значительные потенциальные ресурсы термальных вод еще не оценены количественно.

С. Бонис

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bonis, S., Bohnenberger, O., Dengo, G., 1970. Mapa Geológico de Guatemala. Guatemala City: Inst. Geogr. Nacl., 1 : 500 000.

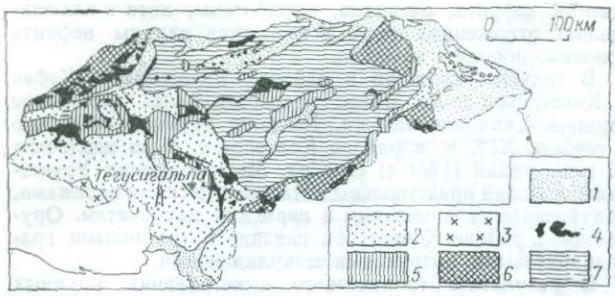
Clemons, R. E., et al., 1974. «Stratigraphic nomenclature of recognized Paleozoic and Mesozoic rocks of Western Guatemala», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 58 (2), 313—320.

Rose, W. I., 1972. «Santiaguito Volcanic Dome, Guatemala», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1413—1434.

Williams, H., 1960. «Volcanic history of the Guatemalan Highlands», Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 38 (1), 1—64.

ГОНДУРАС

Гондурас — второе по величине государство Центральной Америки (площадь 112 тыс. км²), омывается на протяжении 600 км водами Карибского моря и Гондурасского залива (Атлантический океан), с юга (на протяжении 70 км) — зал. Фонсека (Тихий океан). Страна граничит на юго-востоке с Никарагуа, на юго-западе — с Сальвадором, на западе и северо-западе — с Гватемалой. Столица — Тегусигальпа, находится в южной части Гондураса. Именно на северном берегу этой страны, в районе м. Гондурас, близ Трухильо, в 1502 г. Х. Колумб впервые высадился на Американский континент.



Схематическая геологическая карта Гондураса. Составлена по Геологической карте Северной Америки, изданной Геологической службой США [1965].

1 — четвертичные континентальные отложения; *2—3* — вулканиты (*2* — четвертичные — позднетретичные, *3* — плиоценовые); *4* — раннетретичные и меловые гранитные интрузии; *5* — верхне- и нижнемеловые отложения; *6* — домеловые и палеозойские метаморфические породы; *7* — докембрийские кристаллические породы.

За исключением прибрежных равнин на северо-востоке и юге, Гондурас представляет собой покрытое лесами, расчлененное плоскогорье, с широко развитыми плодородными землями. Около $^2/_3$ территории расположено на высоте более 300 м над уровнем моря. Очень высокие вершины отсутствуют, наибольшая отметка — 2590 м — находится в горах Кульми.

Главный водораздел — продолжение никарагуанской Кордильеры — расположен на юге страны. Поэтому основные водные потоки текут в направлении на северо-восток и расчленяют территорию на вторичные орографические элементы общего северо-восточного простирания; к ним, например, относятся хр. Сьерра-де-Эсперанса, Колон и разделяющие их субпараллельные впадины, известные под названием больсонов *. Кроме того, имеются многочисленные высокие террасированные равнины — свидетельство сухости климата в плейстоцене [Bengtson N. A., 1926]. Северо-восточные простирания соответствуют направлениям структур, контролируемым разломами.

Тектонические впадины заняты долинами многочисленных рек. Наиболее крупные из них (с востока на запад): Сеговия (называемая также Коко или Ванкс), Патука, Сик, Агуан, Улуа и Чамелекон. Главные реки юга страны — Чолу́тека и Гоаскоран — впадают в зал. Фонсека. Имеется всего лишь одно относительно крупное (длиной 17 км) озеро Йохоа.

На востоке рельеф постепенно понижается к прибрежной заболоченной низменности Москитового берега площадью 20 тыс. км², частично принадлежащей Никарагуа. Здесь развиты обширные барьерные пляжи и лагуны, из которых крупнейшая — Катараска (длиной 80 км). На северо-востоке акватории расположена обширная мелководная платформа — Никарагуанское поднятие, характеризующееся мелководьями, небольшими песчаными отмелями и коралловыми рифами, например банка Горда. Северный берег более крутой и имеет субширотное (восток-северо-восточное) простирание, параллельное цепочке островов Ислас-де-ла-Баия, фиксирующих границу желоба Кайман (бывший трог Бартлетт). В стороне от этой группы расположены острова Суон (бывшее владение США). Вдоль южного побережья зал. Фонсека развиты обширные мангровые болота.

Страна богата минеральными ресурсами, которые еще очень мало разведаны. Добывают золото, серебро, свинцовые и цинковые руды. Золотые россыпи разрабатывались еще в древности. Имеются месторождения меди, железа, сурьмы и угля. Из морской воды выпариванием получают соль.

Бо́льшая часть страны расположена на площади сравнительно устойчивого тектонического блока — Гондурасского массива, сложенного кристаллическими и метаосадочными породами, а также домезозойскими интрузивами (рисунок). Они имеют, по-видимому, палеозойский и частично докембрийский возраст. Массив разбит многочисленными сбросами и рассечен меридиональным Гондурасским грабеном; в действительности это — более сложная структура, представляющая собой ряд прерывистых грабенов, объединяемых в так называемую Гондурасскую депрессию, простирающуюся от долин рек Улуа и Комаягуа до зал. Фонсека. Заложение в раннем плиоцене этой рифтовой зоны привело к образованию Западно- и Восточно-Гондурасского блоков. Наблюдается уклон региона в южном направлении, поэтому, очевидно, на севере региона обнаруживаются породы фундамента, а на юге морские известняки и туфы мелового возраста, толщи третичных и четвертичных вулканитов.

Южная и западная окраины Гондурасского массива названы Дж. Муди Никарагуанским вулканическим нагорьем; западное продолжение его прослеживается на территории Сальвадора и заканчивается в долине р. Лемпа. За исключением меридионального грабена, основные простирания глыбовых дислокаций — широтные. Северная окраина массива (побережье Гондурасского залива) оказалась опущенной вдоль линии широтных разломов с образованием антитетических * блоков; таким образом, кристаллические породы вновь обнажаются на островах Ислас-де-ла-Баия. Восточная окраина массива срезается другим меридиональным разломом. В южной части ее, на площади прибрежной равнины, нефтепоисковые скважины вскрыли мощный разрез меловых и третичных отложений.

Северо-восточнее Тегусигальпы развит мощный (километровый) разрез серых глинистых сланцев и песчаников, по некоторым сведениям содержащих позднетриасовую и раннеюрскую флору; этот разрез представляет собой «отголосок» проявлений глобального тафрогенеза, ассоциированного с началом атлантического дрейфа. С середины третичного периода бо́льшая часть Гондурасского массива оставалась сушей и в отличие от прилегающих территорий характеризовалась отсутствием значительного вулканизма, за исключением южной окраины, где широко развиты вулканические пеплы.

Кристаллический фундамент Гондураса является частью «древнего ядра Центральной Америки» [Vinson G. L., Brineman J. H., 1963] — преимущественно палеозойского блока, который, как полагают, до позднего мезозоя соседствовал с Гватемальским блоком ** [Dengo G., Bohnenberger O. H., 1969; Malfait B. T., Dinkelman M. G., 1972]. Первоначально оба блока располагались, очевидно, к югу от современной границы Мексики. Уже на ранних стадиях началось широтное растяжение; наличие триасово-юрских отложений к востоку от Тегусигальпы позволяет предполагать, что здесь в среднем мезозое такой процесс имел место, хотя детальные сведения об этом отсутствуют.

---

* От испанского «bolson» — мешок. Бассейнообразная, окруженная горами депрессия, дно которой покрыто аллювием. — *Прим. пер.*

* Второстепенный нормальный сброс, падающий в сторону, противоположную падению главного сброса, с которым он связан. — *Прим. пер.*

** См. примечание на с. 402 в статье «Центральная Америка». — *Прим. пер.*

В позднем мелу Восточно-Тихоокеанская плита начала поддвигаться под Северо-Американскую в Южно-Американском желобе, который впоследствии развивался в направлении Южного Гондураса, что привело к субдукции, вулканизму и внедрению гранитов вдоль этой зоны. Ларамийские интрузии широко распространены в Гондурасе, на юге Гватемалы и северо-востоке Никарагуа [McBirney A. R., Bass M. N., 1965].

В плиоцене этот древний кристаллический блок соединился с двигавшейся в северо-восточном направлении Восточно-Тихоокеанской (Карибской) плитой и был отделен от Южной Мексики и Юкатана системой крупных разломов Полочик—Мотагуа—Кайман, по которым происходил левосторонний сдвиг. Со стенки желоба Кайман драгой были подняты гранодиориты со структурами волочения [Fox P. J. e. a., 1971]. Общая амплитуда сдвига, отражавшего субдукцию в Кубинском желобе, по-видимому, превышала 400 км; при этом область коры, включающая Гондурас с Никарагуанским подводным поднятием и Ямайкой, сместилась на восток-северо-восток. Отмечающаяся в этом регионе сейсмичность свидетельствует о продолжающемся смещении по указанной выше линии разломов.

Во время мезозойской эволюции океаническая кора находилась к югу от этой территории; через открытое море существовала связь между Южной Мексикой и раскрывающимися Тетисом и Атлантикой. В южной части региона после ларамийской фазы орогенеза на юге (см. Никарагуа) началось развитие геосинклинального пояса и островной дуги, а на северо-западе и востоке формировались прогибы Улуа и Москитос. В первом накопилось около 600 м верхнемеловых и эоценовых красноцветов, после чего прогибание прекратилось.

В центре Гондураса, севернее Тегусигальпы, нижний мел представлен карбонатами группы Йохоа, выше которых залегают красноцветные отложения группы Валле-де-Анжелес мощностью 3000 м. Эта группа представлена 470-метровой толщей кальцилютитов, мергелей и калькаренитов — мелководными морскими отложениями с моллюсками и ежами сеноманского возраста.

В прогибе Москитос, прослеживающемся на северо-восток Никарагуа, с началом рифтообразования на западе Карибского региона продолжалось погружение. Прибрежная равнина и зона шельфа сложены 4-километровым разрезом верхнемеловых известняков и 5-километровой толщей третичных дельтовых, речных и мелководноморских обломочных пород; зона шельфа простирается на 200 км в Карибское море.

В течение третичного периода Гондурасский массив многократно испытывал воздействие сложных напряжений, связанных и тафрогенезом. Дугообразный характер системы разломов (мегасдвига) Полочик—Мотагуа—Кайман позволяет предположить, что раскрытие Гондурасского сфеноазма * было связано с вращением Юкатанского блока в направлении против часовой стрелки. Таким образом, отмечаются раннетретичные разломы, параллельные мегасдвигу на территории Гондураса восток-северо-восточного, а вдоль западной окраины Карибского моря субмеридионального (север-северо-восточного) простирания. За этими движениями в постпозднемиоценовое время последовало образование сбросов, приведшее к формированию меридионального грабена Улуа-Фонсека, что, согласно Г. Денго и О. Боненбергеру [Dengo G., Bohnenberger O. H., 1969], совпало с главной фазой подвижек вдоль мегасдвига Полочик—Мотагуа.

Р. У. Фейрбридж

* См. примечание на с. 403 в статье «Центральная Америка». — *Прим. пер.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bengtson, N. A., 1926. «Notes on the physiography of Honduras», Geogr. Rev., 16, 403—413.

Dengo, G., Bohnenberger, O. H., 1969. «Structural development of northern Central America», Am. Assoc. Petrol. Geologists, 11, 203—220.

Fox, P. J., Schreiber, E., Heezen, B. C., 1971. «The geology of the Caribbean crust; Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves ridge», Tectonophysics, 12 (2), 89—109.

Horne, G. S., Atwood, M. G., King, A. P., 1974. «Stratigraphy, sedimentology, and paleoenvironment of esquias formation of Honduras», Am. Assoc. Petrol. Geologists, 58 (2), 176—188.

Maljait, B. T., Dinkelman, M. G., 1972. «Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 251—272.

McBirney A. R., Williams, H., 1965. «Volcanic history of Nicaragua», Cal. Univ. Pubs. Geol. Sci., 38, 177—242.

Vinson, G. L., Brineman, J. H., 1963. «Nuclear Central America, hub of Antillean transverse belt», in: O. E. Childs, ed., Backbone of the Americas. Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 101—113.

Williams, H., McBirney, A. R., 1969. «Volcanic history of Honduras», Cal. Univ. Pubs. Geol. Sci., 85, 101 p.

Wilson, H. H., 1974. «Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America», Am. Assoc. Petrol. Geologists, 58 (7), 1348—1396.

КОСТА-РИКА

Республика Коста-Рика расположена в южной части Центральной Америки и занимает площадь 50,7 тыс. км². Она граничит на севере с Никарагуа, на юго-востоке — с Панамой; с востока омывается Карибским морем, с запада — Тихим океаном. Вдоль берегов тянутся болотистые низменности, прослеживающиеся в глубь территории вплоть до центрального вулканического плато Месеты-Сентраль, возвышающегося почти на 1000 м над уровнем океана. В направлении с северо-запада на юго-восток территорию Коста-Рики пересекают хребты Кордильера-де-Гуанакасте, ее продолжение Кордильера-Сентраль и протягивающаяся юго-восточнее Кордильера-де-Таламанка. В пределах последней находится самая высокая вершина гора Чиррипо-Гранде (3820 м). Действующий вулкан Поас, расположенный в Кордильере-Сентраль, имеет величайший кратер в мире.

В Коста-Рике добывают золото, серу и марганцевую руду. Обнаружены залежи латеритов, разработка которых, возможно, начнется в последующие годы.

В геологическом отношении Месета-Сентраль представляет собой продолжение Никарагуанского вулканического нагорья; это сравнительно устойчивый регион, сложенный вулканитами олигоценового — миоценового возраста, залегающими на мезозойском (меловом или более древнем) вулканическом основании.

На севере страны находится зона опущенных блоков, занятая низменностью Сан-Хуан и сложенная частично позднекайнозойскими обломочными породами и туфами; граница ее фиксируется по главному поясу плейстоцен-голоценовых вулканов — так называемой Вулканической Кордильере — общего северо-западного простирания. Этот сегмент смещен на северо-запад относительно молодого Никарагуанского вулканического пояса по праволатеральному линеаменту, связанному с широтной зоной разломов Клиппертон.

На площади «пяти полуостровов» Тихоокеанского побережья развит вулканогенный комплекс Никоя, образующий пояс вулканитов, ультраосновных, изверженных пород и серпентинов, предположительно раннемелового возраста.

К юго-востоку от центральной долины Валле-Сентраль проходит «становой хребет» страны — Кордильера-де-Таламанка, в которой меловые и третичные осадочные образования прорваны гранодиоритовыми и другими миоценовыми интрузиями.

Низменность Сан-Хуан представляет собой часть Главного грабена, или Центральной депрессии, Центральной Америки, отделяющей более древние вулканогенные образования на северо-востоке Коста-Рики от более молодых (до современных) на юго-западе. Эти структурные зоны параллельны глубоководному Центральноамериканскому желобу, вдоль борта которого, обращенного к материку, протянулась зона мелко- и среднефокусных землетрясений [Molnar P., Sykes L. R., 1969], подтверждающая наличие здесь активного участка субдукции — так называемой зоны Беньофа, выклинивающейся у 84° з. д., т. е. по направлению к панамской границе.

Полагают, что формирование Главного грабена началось уже в миоцене: на северо-западе региона верхнемиоценовая формация Гатун представлена отложениями мелководно-морских фаций [Dengo G. e. a., 1970]. Более древние вулканические образования, связанные с разломами северо-восточного борта грабена, немногочисленны и включают некоторые потухшие вулканы района Тортугеро. Вдоль главного разлома, приуроченного к юго-западному борту грабена, протягивается вулканический хребет Кордильера-де-Гуанакасте, где расположены крупные кальдеры, частично скрытые под более молодыми вулканами [Healy J., 1969]. К северу от Барбы и Поаса вдоль этого структурного направления отмечаются небольшие вулканические конусы, тяготеющие к поперечным разломам.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Dengo, G., 1962. «Tectonic-igneous sequence in Costa Rica», in: A. E. J. Engel et al., eds., Petrologic Studies: A volume in Honor of A. F. Buddington. New York: Geol. Soc. Am., 133—161.

Dengo, G., Bohnenberger, O., Bonis, S., 1970. «Tectonic and volcanism along the Pacific marginal zone of Central America», Geol. Rundschau, 59, 1215—1232.

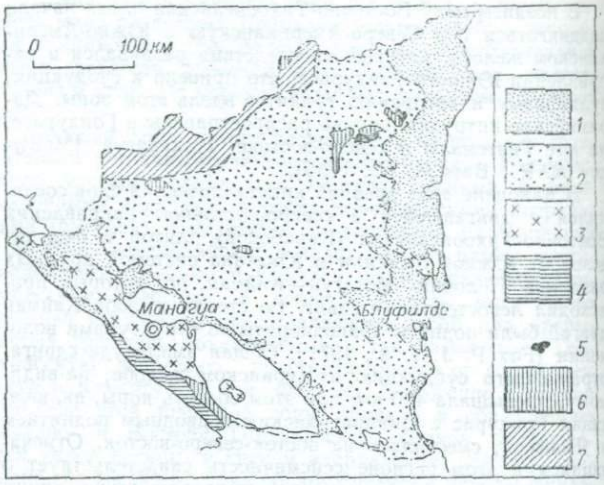
Healy, J., 1969. «Notas sobre los volcanes de la Sierra volcanica de Cuanacaste, Costa Rica», Inst. Geogr. Nacl. Costa Rica, Inf. Semest. (E./J.), 37—47.

Molnar, P., Sykes, L. R., 1969. «Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity», Bull. Geol. Soc. Am., 80, 1639—1684.

НИКАРАГУА

Республика Никарагуа — наиболее крупное из государств Центральной Америки; площадь ее составляет 130 тыс. км². На северо-востоке она граничит с Гондурасом, на юге — с Коста-Рикой. Юго-западное побережье Никарагуа омывается водами Тихого океана, восточное — Карибского моря.

Восток страны занят аллювиальной болотистой низменностью Москитового берега и характеризуется жарким климатом. Годовая норма осадков здесь 760 см. В центральной части Никарагуа расположено нагорье с пологоувалистым рельефом, покрытое густыми лесами и глубоко расчлененное долинами рек; среднегодовая норма осадков здесь 300 см. Запад страны гористый, с многочисленными озерами. Здесь выпадает относительно небольшое количество осадков — 150 см во время влажного сезона (с мая по октябрь). Температуры в этой области умеренные и изменяются от 4 до 35° С. Главная река страны — Коко (Сеговия), она протекает вдоль северо-западной границы (с Гондурасом).



Схематическая геологическая карта Никарагуа. Составлена по Геологической карте Северной Америки, изданной Геологической службой США [1965].

1 — четвертичные морские и континентальные отложения; *2*—*3* — вулканиты (*2* — четвертичные и третичные, *3* — четвертичные); *4* — морские миоценовые, олигоценовые и эоцен-палеоценовые отложения; *5* — третичные и меловые интрузии; *6* — верхне- и нижнемеловые отложения; *7* — палеозойские и докембрийские метаморфические образования.

Центральную часть Никарагуа пересекают Кордильеры. Между этими хребтами и цепью вулканических конусов, протягивающихся на западе, расположены крупнейшие озера страны — Манагуа и Никарагуа (длина последнего 160 км). Оз. Манагуа окружено вулканами, включая Момотомбо (1500 м) на его северном берегу. Еще одна цепь вулканических гор — Кордильера-Исабелья — протягивается в субширотном (восток-северо-восточном) направлении вдоль северо-западной границы Никарагуа. Высшая точка этой цепи вулканов — гора Чочагон (1804 м).

Регион сейсмичен; столица Никарагуа — г. Манагуа — была частично разрушена землетрясениями 1931 и 1972 гг.

В стране добывают золото, серебро, драгоценные камни, медные и вольфрамовые руды, а также гипс.

По крайней мере на части территории установлено залегание блоков древнего (палеозойского) основания, являющихся продолжением Гондурасского массива и перекрытых мощными олигоцен-миоценовыми вулканогенными толщами; это так называемое Никарагуанское вулканическое нагорье Дж. Муди (см. статью Центральная Америка). Наиболее возвышенная его часть западная; нагорье понижается на восток по направлению к Карибской прибрежной равнине. На юго-западе страны находится тектоническая впадина (опущенный блок фундамента), занятая озерами Никарагуа и Манагуа, окаймленными цепочкой плейстоцен-голоценовых вулканов общего северо-западного простирания. Часть из них — действующие: самый высокий вулкан — Эль-Вьехо (Старик, 1780 м). Эта горная цепь вблизи границы с Коста-Рикой срезана зоной широтного сдвига, являющейся продолжением восточнотихоокеанской зоны разломов Клиппертон. Прибрежные холмы за пределами развития молодых вулканических пород сложены толщей обломочных пород, туфов и лав позднемелового—миоценового возраста, разбитой сбросами на многочисленные блоки.

На территории Карибской прибрежной равнины шириной до 100 км (Москитовый берег) развиты третичные обломочные породы мощностью около 4,5 км и верхнемеловые известняки и глины мощностью более 4 км. Поисковая скважина, пробуренная в 1957 г. на прибрежном

о. Туче до глубины 4916,5 м, встретила газоносные пласты с аномально высоким пластовым давлением [Karim M. e. a., 1966].

Древнейшие (палеозойские) кристаллические породы фундамента, относящиеся к комплексу «ядра Центральной Америки» Гватемалы и Гондураса в пределах Никарагуа образуют блоки, южная часть которых, согласно Б. Мальфе и М. Динкельману [Malfait B. T., Dinkelman M. G., 1972], в позднемезозойское — раннетретичное время была вовлечена в субдукцию Восточно-Тихоокеанской плитой (рисунок). Вдоль южного, «ведущего», края плиты имели место извержения вулканов ларамийского возраста и внедрение гранитных интрузий.

В палеоцене здесь возникла обращенная выпуклостью к югу островная дуга, а к раннему олигоцену зона субдукции распространилась на юго-восток, в направлении таких же зон Южной Америки (желоб Боливар). Начиная с этого времени в юго-восточном направлении возникают вулканические острова, положившие начало около 4 млн. лет назад формированию перешейка (включая Панаму), связавшему Северную Америку с Южной. Глубоководный Центральноамериканский желоб и в настоящее время продолжает оставаться зоной развивающейся субдукции, о чем свидетельствуют высокая сейсмичность и взрывной вулканизм вдоль Тихоокеанской окраины Центральной Америки.

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Brown, R. D., Jr., Ward. P. L., Plafker, G., 1973. «Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua», Eartquakes of December 23, 1972, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 838, 34 p.

Karim, M., Chilingar, G. V., Hoylman, H. W., 1966. «Northeast Nicaragua has gas and oil indications», World Oil, 162 (4), 84—96.

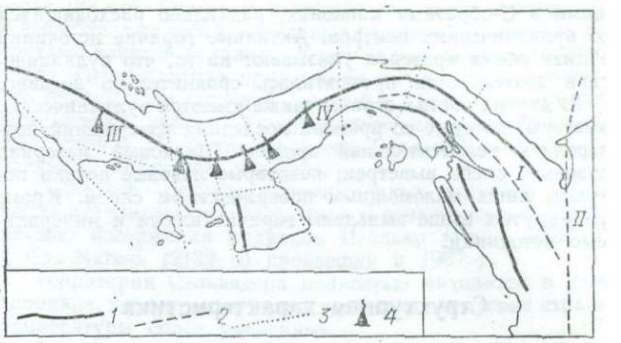
Malfait, B. T., Dinkelman, M. G., 1972. «Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 251—272.

Mills, R. A., Hugh, K. E., 1974. «Reconnaissance Geologic Map of Mosquitia Region, Honduras and Nicaragua Caribbean Coast», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 58 (2), 189—207.

ПАНАМА

Республика Панама расположена в юго-восточной части Центральной Америки на Панамском перешейке, связывающем Центральную и Южную Америки, между координатами 7°—9°35′ с. ш. и 77°15′—83°00′ з. д. Ее конфигурация напоминает сигмоидальную кривую (рисунок), длина которой от Коста-Рики на западе до Колумбии на востоке составляет 684 км; ширина Панамского перешейка колеблется от 45 до 193 км. Северное побережье страны омывается водами Карибского моря, южнее — Тихого океана. Площадь ее составляет 75,9 тыс. км² *.

Панама характеризуется горным ландшафтом, изобилующим вулканическими конусами. Наиболее высокая вершина — гора Эль-Бару (3469 м) — расположена на западе, вблизи границы с Коста-Рикой **. Самая низкая часть горного пояса страны приурочена к зоне Панамского канала (см. рисунок), откуда высоты вновь возрастают в восточном направлении до 1700 м и более вблизи колумбийской границы; здесь панамский горный пояс соединяется с цепью Южно-Американских Анд.



Основные структурные элементы Панамы.

1—2 — оси крупных структур (*1* — антиклиналей, *2* — моноклиналей — геосинклиналей: *I* — Баяно-Чукумаке-Туира, *II* — Боливарской); *3* — основные зоны разломов; *4* — вулканы: *III* — Эль-Бару (Чирики), *IV* — Эль-Валье-де-Антон.

Панама представляет особый интерес с геологической точки зрения, так как она расположена на узком перешейке, который служит «мостом», соединяющим огромные континентальные массы Северной и Южной Америк. Единственный аналогичный по географическим особенностям район находится на Ближнем Востоке; это Суэцкий перешеек у северной оконечности Красного моря, между Азией и Африкой. В то же время в структурном отношении эти участки суши совершенно различны.

Геологическое строение Панамы изучено слабо. В конце XIX столетия были предприняты изыскания на территории современных Панамы и Колумбии с целью поиска трассы для строительства межокеанского канала. В текущем веке региональные геологические исследования, как правило, были ограничены зоной Панамского канала и прилегающими районами. В частности, начиная с 40—50-х годов ведутся инженерно-геологические изыскания с целью выяснить возможность строительства канала на уровне моря. Лишь с недавнего времени началось изучение природных ресурсов Панамы.

Геоморфологическое районирование

Бóльшая часть территории страны находится на зрелом, эрозионном, этапе; рельеф ее представлен крутосклонными холмами и долинами. Между различными водосборными бассейнами сохранились лишь немногочисленные поверхности выравнивания. В провинции Дарьен реки Туира, Чукунаке и Баяна имеют древние долины и врезаны в относительно неустойчивые третичные породы. Современный рельеф отличается небольшими и умеренными высотами.

В южной части центральных провинций Панамы, вблизи Агуадальсе, на дотретичных вулканогенных и интрузивных породах развился обширный пенеплен; отмечаются крупные останцы интрузивов. Почвы здесь представляют собой типичные латериты с конкрециями лимонита. На поверхности древнего пенеплена рассеяны столь же древние речные гравийные образования с гальками кварца, агата, окаменевшей древесины и гранодиоритов.

В результате деятельности плейстоценовых вулканов Эль-Валле-де-Антон в центральной части провинции Кокле и Эль-Бару (Чирики) на западе провинции Чирики на обширных равнинах накопились делювиальные образования, пески, туфы и вулканические конгломераты. Эти равнины дренируются молодыми водотоками, теку-

---

* 77,08 тыс. км², включая зону Панамского канала. — *Прим. пер.*

** На западе Панамы находится хр. Кордильера-де-Верагуа высотой до 3475 м (единственный действующий вулкан Чирики). — *Прим. пер.*

щими в U-образных каньонах, радиально расходящихся от вулканических центров. Активные горячие источники вблизи обоих кратеров указывают на то, что вулканическая деятельность прекратилась сравнительно недавно.

В других частях страны также имеются вулканические кратеры, которые со времени последних извержений подверглись незначительной эрозии. Шлаковый материал довольно слабо выветрен; некоторые лавовые потоки покрыты лишь маломощным поверхностным слоем. Кроме упомянутых выше выявлены горячие ключи и минеральные источники.

Структурная характеристика

Основу структуры Панамского перешейка составляют две крупные дугообразные антиклинали, по-видимому опрокинутые к северу. Эти структуры на западе и на востоке региона пересекаются радиально расходящимися к северу поперечными перешейку разломами. В центральных районах указанные выше антиклинали объединяются в единую структуру, обращенную к югу. В свою очередь эта структура срезается разломами, радиально расходящимися в южном направлении (см. рисунок).

П-ов Асуэро представляет собой тектонический блок, разбитый горстами и грабенами. Он отделен от остальной части страны серией параллельных поперечных сбросов, вдоль которых образовались уступы, сложенные позднеплейстоценовыми и голоценовыми породами. В южной части полуострова отмечается несколько разломов северо-западного простирания со следами недавних смещений. Долина р. Тоноси — ограниченный сбросами грабен, выполненный отложениями средне-позднеэоценового возраста.

Долина рек Баяно—Чукунаки—Туира сформировалась на площади широкой геосинклинали, прослеживающейся в восточном направлении и соединяющейся на территории Колумбии с Боливарской геосинклиналью. Мощность третичных отложений панамской части этой геосинклинали до 5000 м.

История геологического развития

Геологическая история Панамского перешейка известна с дотретичного периода, возможно с раннего мела. Имеются опубликованные сообщения о меловых фораминиферах и диатомеях.

Наиболее древние осадочные породы представлены преимущественно морскими известковистыми отложениями, несогласно залегающими на более древних вулканитах. Местами они переходят по простиранию в континентальные толщи, содержащие вулканические туфы, конгломераты и лавовые потоки. Вблизи зоны канала некоторые из дотретичных туфов метаморфизованы до стадии роговиков.

Самые древние морские и континентальные отложения глубоко погрузились и подверглись тектоническим деформациям в течение двух этапов предтретичных движений. Простирание складок первого этапа — меридиональное; на втором этапе движения имели бо́льшую интенсивность и обусловили формирование широтных складок, частично изоклинальных и запрокинутых на север. Оси складок не пересекаются под прямыми углами, а отклоняются в ту или иную сторону. В ядре перешейка складчатые дотретичные отложения были прорваны интрузивными телами крупнокристаллических гранитов, сиенитов, монцонитов и диоритов. Дотретичные породы развиты в большинстве случаев во внешних бортах дугообразных структур, соответственно обращенных к северу и к югу.

Третий этап третичных дислокаций наступил после длительного периода интенсивной эрозии. На этот раз отложения не были столь сильно погружены и нарушены разрывами, только породы с высоким содержанием кальцита подверглись повторной цементации.

В среднем и позднем мелу Панамский перешеек, по-видимому, был частью материковой суши. В конце среднего эоцена на востоке отмечается интенсивный вулканизм. В конце среднего эоцена и в позднем эоцене началось формирование геосинклиналей Баяно-Чукунаки-Туирской и Боливарской; в это же время соединились Тихий и Атлантический океаны. Над уровнем моря возвышались лишь отдельные острова, сложенные дотретичными породами, — останцы ранее существовавшей суши; вокруг островов были развиты многочисленные коралловые рифы.

В начале олигоцена значительно усилилась вулканическая деятельность, продолжавшаяся и в раннем миоцене. Накапливались мощные толщи вулканических конгломератов и туфов, переслаивающихся с морскими песчаниками и алевролитами. Как показали исследования Р. Стюарта [Stewart R. H., 1965], в этот период Панама, по-видимому, соединялась с Североамериканским материком, о чем свидетельствуют находки миоценовых позвоночных по берегам канала, тогда как Панама все еще была отделена от Южной Америки глубокой Боливарской геосинклиналью. Это способствовало смешению атлантической и тихоокеанской фаун, продолжавшемуся с палеоцена или раннего эоцена до раннего плиоцена, и в то же время препятствовало проникновению позвоночных из Южной Америки в Панаму.

К позднему плиоцену вся площадь перешейка поднялась над уровнем моря и остается в таком положении до настоящего времени. Это открыло возможность для смешения фауны позвоночных обоих материков. В это же время сформировался океанический барьер для теплых широтных течений и миграции морской фауны (на основе датировок по фораминиферам из керна глубоководных скважин, около 5,7 млн. лет назад).

В плейстоцене, когда Североамериканский материк время от времени частично покрывался ледниками, флора и фауна распространялись на юг, на территорию Панамы, под воздействием периодически ухудшавшегося климата. Такой миграции по перешейку способствовало понижение уровня океана, который иногда находился на 100 м ниже современного.

По мере таяния льда в раннем голоцене море на обоих берегах поднималось и затапливало долины и низменности, сформировавшиеся в позднем миоцене или плиоцене. Возникающие водоемы постепенно заполнялись глинистыми осадками, обогащенными органическим веществом и торфом, что приводило к образованию так называемого мака *(muck), отложения которого достигают 50-метровой мощности. Они выделяются в «атлантическо-тихоокеанскую формацию Мак».

Имеются данные, что уровень океана у Атлантического побережья поднимался на 1,5 м выше современного, однако этот вопрос до сих пор остается дискуссионным.

Полезные ископаемые

История разработки рудных богатств Панамы началась задолго до испанского завоевания. Индейцы применяли грубые деревянные лотки для промывки аллювиального золота из небольших, но богатых россыпей. Использовав примитивные драги, испанцы смогли получить

---

* Темноокрашенная почва, обычно во влажных местах, с высоким содержанием тонко измельченного разложившегося органического вещества, в основном гумусового, с относительно большими количествами минеральных компонентов (преимущественно глинистых). — *Прим. пер.*

из аллювия большие количества золота. В джунглях до сих пор можно обнаружить следы их прежних разработок. Эксплуатировалось также несколько богатых жильных месторождений, в частности Кампана и ряд других в центральных провинциях. Золотые копи Эспириту-Санту вблизи Каны были самыми крупными из обнаруженных испанцами в Западном полушарии вплоть до золотой лихорадки 1849 г. в Калифорнии. Имеются сведения о том, что старый испанский рудник Эль-Гальо в центральных провинциях был заложен на месторождении, открытом людьми Колумба во время его третьего путешествия. Вторично оно разрабатывалось в 1912—1929 гг. В этот период были выработаны богатые окисленные руды железной шляпы; само сульфидное тело, по-видимому, осталось нетронутым.

Марганцевые руды впервые начали добывать на северном побережье Панамы с 1894 по 1903 г., а затем продолжили после первой мировой войны. На Тихоокеанском побережье, в нескольких километрах к западу от Панамского канала, обнаружены пляжевые пески, содержащие тяжелые минералы, например магнетит и ильменит. Имеются также залежи низкосортных лигнитов и бурых углей. Проводилось поисковое бурение на нефть, однако обнаружены лишь небольшие нефтепроявления в Гарачине (провинция Дарьен), такие же как на территории Коста-Рики вблизи границы с Панамой. В 1953 г. у колумбийской границы и в 1957 г. в провинции Чирики автором, а в 1967 г. на склоне Атлантического побережья к западу от Колона исследователями ООН были обнаружены залежи вкрапленных медных руд. Они разрабатываются в настоящее время под контролем правительства Панамы.

После выявления обширных площадей развития дотретичных пород и дотретичной магматической деятельности ожидается значительное повышение интереса к геологопоисковым работам. Поиски осуществлялись в разных частях страны, однако проведение их сильно затрудняют бездорожье и нехватка транспорта.

Р. Х. Стюарт

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Andel, T. H. van, et al., 1971. «Tectonics of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1489—1580.

Bandy, O. L., Casey, R. E., 1973. «Reflector Horizons and Paleobathymetric History, Eastern Panama», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3081—3086.

Case, J. E., 1974. «Oceanic crust forms basement of Eastern Panama», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 645—652.

MacIlvaine, J. C., Ross D. A., 1973. «Surface sediments of the Gulf of Panama», J. Sed. Petrology, 43 (1), 215—223.

Malfait, B. T., Dinkelman, M. G., 1972. «Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate», Bull. Geol. Soc. Am., 83, 251—272.

Woodring, W. P., 1957. «Geology and paleontology of Canal Zone and adjoning parts of Panama», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 306-A (with maps).

САЛЬВАДОР

Республика Сальвадор (Эль-Сальвадор) — самое маленькое по размерам государство Центральной Америки (площадь — 21,4 тыс. км²). На юге омывается Тихим океаном, выхода к Атлантическому океану не имеет. На севере и востоке граничит с Гондурасом, на западе — с Гватемалой.

В рельефе Сальвадора выделяются четыре морфологические области. Основная из них — вулканическое нагорье (плато). Северная и южная его части приподняты и представляют собой две горные гряды, образованные цепочками конусов вулканов. К югу от нагорья расположена узкая Тихоокеанская прибрежная низменность, с севера оно окаймляется широкой долиной р. Лемпа, за которой возвышается окраина Гондурасского нагорья. Крупнейшие озера — Илопанго (соленое), Гиха и Камалоатль — занимают межгорные впадины.

Сальвадор — страна многочисленных вулканов. Здесь часты вулканические извержения и землетрясения. Крупнейшие извержения вулканов Исалько (Маяк, 2386 м) и Сан-Мигель (2132 м) произошли в 1967 г.

Территория Сальвадора полностью находится в зоне тропиков, хотя во внутренних возвышенных частях страны температуры более умеренные.

В небольших масштабах в Сальвадоре добывают золото, серебро, серу, цинковые и свинцовые руды. Для получения строительного камня и изготовления цемента в карьерах разрабатывается известняк.

Вулканические гряды Сальвадора протягиваются в общем субширотном (запад-северо-западном) направлении и разделены сложно построенной зоной грабенов — так называемой Центральной депрессией [Williams H., Meyer-Abich H., 1955]. Все структуры южной части страны, в районе зал. Фонсека, срезаются меридиональным Гондурасским грабеном, или «грабеном Камайагуа» К. Сэппера [Sapper K., 1937]. Г. Денго [Dengo G., 1968] установил, что эта структура представляет собой крупный линеамент, образованный разломами сложного строения.

Гряда на самом севере страны служит южной окраиной Гондурасского массива, основание которого (за пределами Сальвадора) сложено кристаллическими и главным образом метаосадочными породами дотриасового возраста, возможно палеозойскими или даже докембрийскими. На территории Сальвадора массив погребен под позднетретичными или молодыми вулканическими образованиями (рисунок).

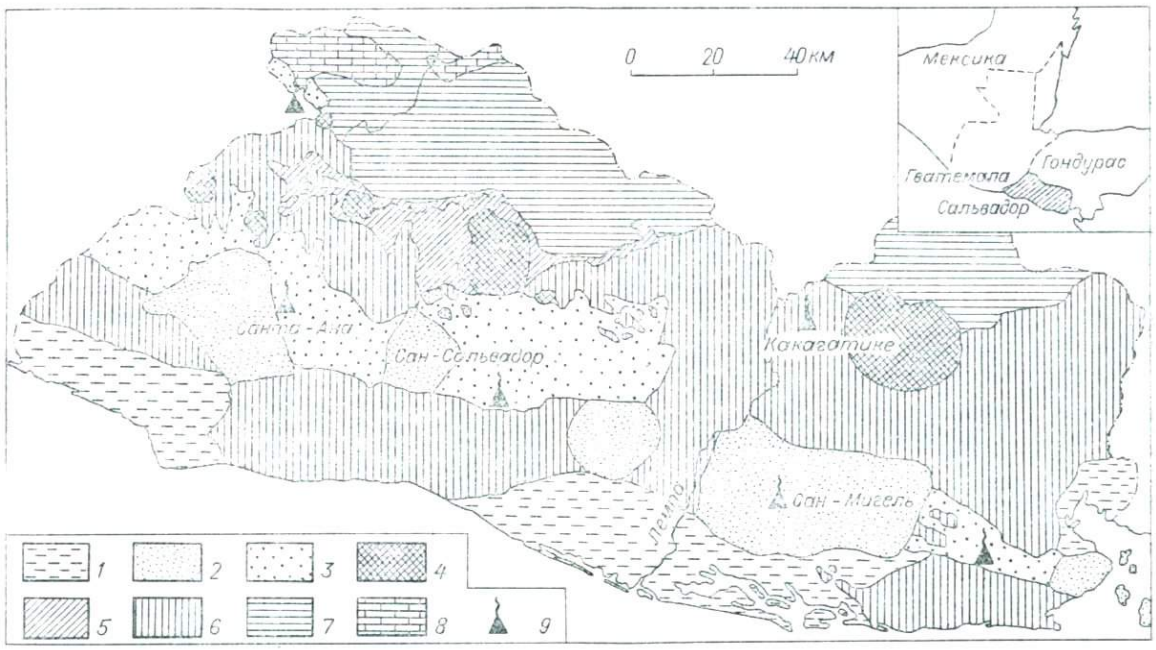
Наиболее древние осадочные породы страны представлены предположительно позднемеловыми красноцветными песчаниками, мергелями и известняками. Они приурочены к зоне грабенов, протягивающейся южнее Гондурасского массива, и перекрыты плиоценовыми вулканитами, образующими западное продолжение Никарагуанского вулканического нагорья. Обнажения этих пород наблюдаются в долине р. Лемпа. В районах Метапана и Ла-Пальмы, в самой северной части Сальвадора (вблизи границ с Гондурасом и Гватемалой), меловые отложения сильно изменены; с ними связана рудная минерализация.

Долина р. Лемпа окружена плиоценовыми вулканами; здесь широко развиты мощные озерные отложения и субаквальные туфы. Северная граница центральной межгорной долины фиксируется вулканами плейстоценового возраста, южная — голоценовыми и современными.

Блоковые сегменты массивов Бальсам и Хукаран, сложенных плиоценовыми вулканитами, протягиваются до Тихоокеанского побережья, но повсеместно перекрываются отложениями прибрежной равнины, широкой дельты р. Лемпа либо береговых лагун и мангровых болот. Их стратиграфия и мощность не известны.

В течение четвертичного периода климат региона изменился от гумидного до полуаридного, что подтверждается характером выветривания туфов, развитием палеопочв, а в некоторых местах карбонатных корок [Tricart J., 1961].

По данным Г. Денго с соавторами [Dengo G. e. a., 1970], вулканогенные породы на территории Сальвадора образуют три пояса, обрамляющие структуру фундамента. Для северного пояса характерны наиболее древние (доплиоценовые) вулканиты, связанные с извержениями гигантских, ныне потухших вулканов Масауат (на северо-западе) и Какагатике (на северо-востоке). К Центральной



Схематическая геологическая карта Сальвадора. По Ф. Дюрру, Г. Клинге [Dürr F., Klinge H., 1960] и Ж. Трикару [Trikart J., 1961] с изменениями и дополнениями автора.

1 — прибрежный аллювий и переотложенные вулканогенные осадки; *2* — вулканиты позднечетвертичные и исторического времени; *3* — позднечетвертичные субаквальные и пирокластические отложения центрального грабена; *4* — четвертичные базальтовые вулканиты, приуроченные к северному борту центрального грабена; *5* — озерные отложения центральной части долины р. Лемпа (подпруженной вулканитами); *6* — доплиоценовые вулканиты; *7* — осадочные образования формации Метапан (мел?); *8* — известняки (мел?); *9* — вулканы.

депрессии приурочены мелкие и среднего размера потухшие вулканы, такие как Каррисаль (к югу от Масауата), Серро-Гуасаба, Серро-Нехапа и Яянтике. К этому же поясу тяготеют вулканы Тигре и Сакате-Гранде — вулканические острова в зал. Фонсека, возможно также связанные с меридиональным Гондурасским грабеном. Наиболее обширный южный пояс включает самые молодые действующие вулканы, вздымающиеся над плиоценовым вулканическим основанием. Они расположены большей частью вблизи разломов, ограничивающих с юга Центральную депрессию; в их числе пять крупных стратовулканов (Санта-Ана, Сан-Висенте, Сан-Сальвадор, Усулутан, Сан-Мигель) и ряд мелких. В горах Сьерра-де-Акаран имеются реликты более древних и сильно эродированных вулканов. В пределах пояса развиты также крупные вулкано-тектонические депрессии, такие как кальдера Коатепеке и впадина Илопанго.

Цепочки вулканов следуют простиранию Центральноамериканского глубоководного желоба, что предполагает здесь наличие границы погружающейся («всасываемой») плиты, осложненной зонами крупных поперечных разломов. С общим полем напряжений связаны небольшие дугообразные системы нарушений, сопровождающиеся группами вулканических конусов. Например, на юго-западе страны, в хр. Апанека, расположенном западнее Санта-Ана, установлена группа из семи вулканов. В центральной части Сальвадора (район Апастепеке) имеется несколько мааров и шлаковых конусов.

Вблизи Ауачапана развито значительное геотермальное поле. Установлено, что оно представляет собой интенсивный источник микросейсмической активности [Ward P. L., Jacob K. H., 1971]. В 1966 г. во время извержения вулкана Исалько было начато изучение температур вулканов и фумарол [Rose W. I., Stoiber R. E., 1969].

Р. У. Фейрбридж

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Dengo, G., 1968. Estructura Geológica, Historia Tectónica y Morfologia de América Central. Mexico: Centro Regional de Ayuda Tecnica, 1—50.

Dengo, G., Bohnenberger, O., Bonis, S., 1970. «Tectonics and volcanism along the Pacific marginal zone of Central America», Geol. Rundschau, 59 (3), 1215—1232.

Dürr, F., Klinge, H., 1960. «Beitrage zur Stratigraphie und zur Paläopedologie des mittleren Salvador», Neues Jahrb. Geol., Paläontol., Monatschr., 110, 393—396.

Meyer-Abich, H., 1956. «Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador», An Serv. Geol. Nacl. El Salvador, 3, 1—102.

Rose, W. I., Stoiber, R. E., 1969. «The 1966 eruption of the Izalco volcano, El Salvador», J. Geophys. Res., 74(12), 3119—3130.

Sapper, K., 1937. «Mittelamerika», Handbuch Reg. Geol., 8 (4), 160 p.

Tricart, J., 1961. «Aperçu sur le Quaternaire du Salvador (Amerique centrale)», Bull. Soc. Géol. France, Ser. 7, 3, 59—68.

Ward, P. L., Jacob, K. H., 1971. «Microearthquakes in the Ahuachapan Geothermal Field, El Salvador, Central America», Science, 173, 328—330.

Williams, H., Meyer-Abich, H., 1955. «Volcanism in the southern part of El Salvador with particular reference to the collapse basins of Lakes Coatepeque and Ilopango», Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 32 (1), 1—64.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Южный материк в Западном полушарии, расположенный приблизительно между 12° с. ш. и 56° ю. ш., 35 и 81° з. д. По форме напоминает неправильный треугольник с длинной западной стороной и остроугольной вершиной, обращенной к югу. Омывается на востоке Атлантическим, на западе — Тихим океанами, а на севере (от о. Тринидад до западного побережья Колумбии) Карибским морем.

Геологическое изучение Южной Америки было начато в последние годы испанского колониального владычества А. Гумбольтом, посетившим с 1799 по 1803 гг. с научной целью различные районы материка, входящие ныне в состав Венесуэлы, Колумбии, Эквадора и Перу. Затем в XIX в. здесь работал ряд выдающихся исследователей, среди которых можно упомянуть А. Д' Орбиньи, Ч. Дарвина, Л. Агассиза, Дж. Браннера, Л. Бракебуша, Дж. Эванса и многих других.

К концу прошлого столетия основные геологические особенности материка были изучены только в общих чертах. Систематические исследования геологического строения Южной Америки начались в XX в., причем наиболее значительные успехи были достигнуты за последние 30 лет благодаря не только деятельности геологических служб и учебных центров, существующих ныне во всех ее странах, но и развитию нефтяной и горнодобывающей промышленности.

Еще до открытия Америки Х. Колумбом индейцы, жившие на территории современных Колумбии, Перу и Боливии, примитивными способами добывали различные полезные ископаемые. Вскоре после нашествия испанских конкистадоров резко возросла добыча золота и серебра. В 1537 г. золото было открыто в Колумбии, и с этого времени до получения ею независимости (в начале XIX столетия) здесь было добыто более 1000 т этого драгоценного металла. Знаменитые серебряные месторождения Потоси в Боливии и Серро-де-Паско в Перу были открыты соответственно в 1545 и 1630 гг. На руднике Потоси, ныне уже истощившемся за 300 лет интенсивной разработки, было получено более чем на 1,5 млрд. дол. серебра, а рудник Серро-де-Паско с 1630 по 1886 г. дал около 17 тыс. т серебра. Несмотря на то что со второй половины XIX в. в Серро-де-Паско добывают в основном медь, попутно здесь все еще в довольно большом количестве получают и серебро. В колониальные времена в Колумбии добывали главным образом ртуть, а в 1538 г. испанцы открыли там первый изумрудный рудник. До сих пор Колумбия практически остается монополистом по добыче изумрудов. В бразильской провинции Минас-Жерайс были найдены золото (1693 г.) и алмазы (1710 г.). В 1793 г. в Колумбии обнаружили платину, и до 1819 г. эта страна оставалась ее единственным поставщиком.

К концу XIX в. уменьшается добыча золота и серебра и возрастает значение медных, свинцовых, цинковых, оловянных, марганцевых, железных и других руд. В начале текущего столетия начинаются разработки угля, а открытая в 20-х годах нефть постепенно превратилась в главное энергетическое сырье Южноамериканского континента.

Геоморфологическая характеристика

Южная Америка может быть подразделена более чем на два десятка геоморфологических провинций, однако мы ограничимся характеристикой только важнейших.

Наиболее четко выраженный элемент рельефа Южной Америки — горный пояс Анд, или Южноамериканских Кордильер, протягивающийся вдоль западного края континента от Венесуэлы до Чили. Эта сложно построенная горная система, часто разветвляющаяся на несколько субпараллельных цепей, образует водораздел между Карибско-Тихоокеанским и Атлантическим водосборными бассейнами. Высота Анд колеблется в среднем между 3000 и 5000 м, однако протяженные хребты между Эквадором и Центральным Чили воздымаются значительно выше 5000 м, а гора Аконкагуа на западе Аргентины (6980 м) — самая высокая вершина Западного полушария.

Восточнее Анд с севера на юг тянется полоса низменностей и равнин (от Льянос Венесуэлы до Пампы Аргентины), простирающаяся в восточном направлении вдоль широкой долины р. Амазонки (Амазонская низменность). Эти равнины большей частью очень постепенно воздымаются от уровня моря приблизительно до 200 м, но в районах Бени-Маморе (Боливия) и Северного Чако (Парагвай) их высота достигает 500 м. Территория, расположенная к востоку от области развития равнин, а также к северу и к югу от Амазонской низменности, представлена крупными плато и холмистыми плоскогорьями, образующими рельеф большей части «трех Гвиан» (Гайаны, Суринама, Гвианы) и Бразилии. Такой же рельеф типичен и для внеандийской Патагонии. В большинстве случаев эти возвышенности воздымаются не более чем на 500—700 м над уровнем моря, высота же Гвианского плоскогорья достигает 2800 м. Такие же высоты характерны и для расчлененных плато Минас-Жерайс Бразилии.

В соответствии с приуроченностью Анд к западной части Южной Америки бóльшая часть гидрографической сети материка принадлежит бассейну Атлантического океана и представлена тремя главными речными системами. Крупнейшая из них — система р. Амазонки, дренирующая площадь около 7050 км² на территории «трех Гвиан», Колумбии, Эквадора, Перу, Боливии и центральной части Бразилии. Сама Амазонка, истоки которой находятся высоко в Перуанских Андах, несет свои воды на расстояние более 6500 км. В нее впадает более 200 притоков, из которых 100 судоходны, а длина 17 колеблется от 1600 до 3700 км.

Вторая по величине система рек Параны—Парагвая дренирует площадь Южной Бразилии, Парагвая, Уругвая и Северной Аргентины. Парана, длина которой составляет 4400 км, берет начало вблизи Бразильского побережья в горах Минас-Жерайс. Длина ее главного притока — р. Парагвай — 2000 км. Вблизи устья Парана принимает воды р. Уругвай, вместе с которой образует короткую, но чрезвычайно широкую р. Ла-Плата.

Третья речная система — Ориноко — дренирует большую часть Венесуэлы и меньшую Колумбии. Длина Ориноко 2400 км; она связана с системой Амазонки р. Касикьяре (притоком р. Риу-Негру), а также рукавами р. Атабапо — притока Ориноко.

История геологического развития

Докембрий. Изучение докембрийских пород Южной Америки началось в 60-годах текущего столетия. Несмотря на огромные площади их распространения, данных для их детальной характеристики еще недостаточно, но все же полученные сведения дают возможность представить общую картину развития Южноамериканского материка в докембрии. Необходимо иметь в виду, что это быстро меняющееся представление, сильно отличающееся от того, которое существовало несколько лет назад, будет

совершенствоваться и меняться по мере получения новой информации.

Ранний докембрий. В северной, центральной и восточной частях Южноамериканского материка выявлены пять выступов докембрийского фундамента: Гвианский щит, массив Сан-Луис, Центральнобразильский щит, массив Сан-Франсиску и кратонная область Уругвай-Тандилья. Все эти районы подверглись воздействию раннедокембрийских орогенических движений.

Гурианский орогенический цикл. Древнейшие образования Южной Америки обнажаются в пределах Гвианского щита, образуя вытянутый в широтном направлении пояс в северной части так называемой Венесуэльской Гвианы (к востоку от р. Ориноко) и на территории соседней Гайаны. Они представляют собой мощные толщи высокометаморфизованных гнейсов, гранулитов и чарнокитов, известных под названием комплекса Иматака, возраст которых колеблется от 3,0 до 3,4 млрд. лет. Тектоно-магматическая фаза, называемая гурианским орогеническим циклом, имела место около 2,7 млрд. лет назад. Возраст же высокометаморфизованных гнейсов, гранулитов и чарнокитов из южных частей Гайаны и Суринама (соответственно группы Кануку и Фалаватра) на основании имеющихся нескольких датировок определяется 2,6 млрд. лет. За пределами Центральнобразильского щита метаморфиты гурианского цикла обнаружены в различных местах Бразилии: в долине р. Итакаюнас (штат Пара), в верховьях р. Токантинс (штат Гояс), к западу от г. Гояния, на р. Вельяс (штат Минас-Жерайс), и в низовьях р. Парамирим, к югу от г. Баррас (штат Баия). Возраст метаморфических пород всех этих районов превышает 2,7 млрд. лет.

Трансамазонский орогенический цикл. Все пять щитов и массивов Южно-Американской платформы подверглись сильному воздействию отчетливо проявившегося орогенеза, названного трансамазонским орогеническим циклом. Он протекал во временно́м интервале 1,7—2,2 млрд. лет назад и достиг максимальной интенсивности около 2 млрд. лет назад. Его влияние испытала бо́льшая часть Гвианского щита, где абсолютный возраст гнейсов и других метаморфических пород, прорванных кислыми интрузивами, колеблется от 1,8 до 2,2 млрд. лет.

Метаморфические породы небольшого массива Сан-Луис в прибрежной части Бразилии по данным Rb—Sr- и K—Ar-методов имеют близкие значения абсолютного возраста — около 2,0 млрд. лет. Этот массив отделен от щитов Центральнобразильского и Сан-Франсиску более молодым позднедокембрийским — раннепалеозойским складчатым поясом. В додрейфовом Афро-Южноамериканском комплексе он занимал самую южную оконечность Западно-Африканского щита, подвергшегося 2 млрд. лет назад воздействию эбурнейского орогенеза.

Центральнобразильский щит подразделяется на два кратона: восточный, называемый Токантинс-Тапажос, и западный — Рондония. В восточном широко распространены метаморфические породы, подвергшиеся воздействию трансамазонского орогенического цикла 2 млрд. лет назад. В западном кратоне на основании немногочисленных еще радиологических данных породы этого возраста не обнаружены, было установлено лишь существование не испытавших складчатости позднедокембрийских оловоносных гранитов, датируемых 900—1200 млн. лет и являющихся, очевидно, интрузивными фациями в пределах древнего фундамента кратона.

Щит Сан-Франсиску частично захватывает территорию штатов Гояс, Минас-Жерайс и Баия, расположенных вдоль р. Сан-Франсиску, и выходит к Атлантическому побережью в районе г. Сальвадор. Бо́льшая часть слагающих щит высокометаморфизованных и интрузивных пород имеет возраст 1,8—2,0 млрд. лет, что соответствует трансамазонскому орогеническому циклу.

Этот цикл проявился также на площади кратона Уругвай-Тандилья. В южной части Уругвая, несколько восточнее Монтевидео и до устья р. Уругвай, возраст гранитов и гранодиоритов (определенный Rb—Sr-методом) равен 1,7—2,0 млрд. лет; в то же время возраст гранитоидов, гнейсов и милонитов северных гряд сьерр Буэнос-Айрес (Тандилья) датируется 1,8—2,2 млрд. лет.

Поздний докембрий. *Эспиньясский орогенический цикл.* Возраст метаморфических пород группы Эспиньясу, развитых на территории штатов Минас-Жерайс и Баия и обнажающихся в виде узкой полосы в горах Серра-ду-Эспиньясу (вдоль р. Сан-Франсиску), по данным Rb—Sr- и K—Ar-методов равен 1,3—1,8 млрд. лет. Однако не ясно, соответствуют ли эти цифры орогеническому циклу или отвечают частичному омоложению более древних пород щита Сан-Франсиску.

Седиментационный этап Рорайма и интрузии основного состава. На значительных площадях Гвианского щита развиты пологозалегающие мощные отложения формации Рорайма. Она сложена преимущественно косослоистыми красноватыми песчаниками с подчиненным количеством аркозов, глинистых сланцев и конгломератов и с маломощными прослоями игнимбритов и залегает резко несогласно на древних образованиях фундамента. Эта формация прорвана силлами долеритов, возраст которых приблизительно определяется интервалом 1,55—1,65 млрд. лет. Хотя точное время накопления осадков формации еще не установлено, полагают, что это могло произойти 1,60—1,7 млрд. лет назад. Важно подчеркнуть, что формация Рорайма, которую долгое время считали мезозойской, является, насколько стало известно, древнейшим платформенным образованием Южной Америки.

Никерийская фаза метаморфизма. Около 1,2 млрд. лет назад южная часть Гайаны и ее продолжение в юго-западном направлении (на территорию Суринама) подверглись воздействию тектоно-магматической фазы (названной никерийским эпизодом метаморфизма), связанной с образованием поясов милонитизации и сбросо-сдвиговых зон. Вполне возможно, что широкая зона, возникшая в результате поперечных движений, возраст которых примерно 1,2 млрд. лет, простирается приблизительно в восток-северо-восточном направлении вдоль Гвианского щита (между 3 и 4° с. ш.), изменяя его на северо-восточное на юго-западе Суринама.

Уруасу-минасский цикл. Этот цикл седиментации, тектоно-магматизма и метаморфизма, иногда сопровождавшийся внедрением гранитных интрузий, представлен в пределах штата Гояс породами группы Араксá, а на территории штата Минас-Жерайс — образованиями групп Андреландия и Минас. Возраст первой колеблется от 980 до 1400, второй, по-видимому, от 850 до 1300 млн. лет. С этим циклом связано образование никеленосных перидотитов Гояс и Минас-Жерайс, а также, по всей вероятности, оловоносных анорогенных гранитов Рондония, возраст которых 900—1200 млн. лет. Возможно, на юге штата Мату-Гросу и в северной части Парагвая развит орогенический пояс, связанный с этим циклом, поскольку возраст пегматитов и амфиболитов, обнажающихся вблизи Риу-Апу, по данным K—Ar-метода составляет соответственно 1,25 и 1,05 млрд. лет.

Бразильский цикл. Это — седиментационный и тектоно-магматическо-метаморфический цикл, представленный группами Макаубас, Итаколоми, Канастра и Токантинс, породы которых образуют пояс, протягивающийся вдоль южной части щита Сан-Франсиску. Несмотря на немногочисленность радиологических определений, возраст образований данного цикла, очевидно, соответствует интервалу 700—900 млн. лет. Возможно, что к этому же циклу относится группа Куяба в южной части штата Мату-Гросу Бразилии, а также отдельные разновидности микро- и гранодиоритов Восточного Парагвая, возраст которых по имеющимся определениям K—Ar-методом равен 786—960 млн. лет; впрочем, эти цифры не могут считаться вполне

надежными ввиду значительной погрешности определений.

Седиментационный этап Бамбуи. Бо́льшая часть щита Сан-Франсиску, в особенности область, охватывающая западную часть штата Баия, восточную штата Гояс и северную штата Минас-Жерайс и расположенная между долиной р. Тонкантинс на западе и хр. Серра-ду-Эспиньясу на востоке, перекрыта мощными отложениями группы Бамбуи: песчаниками, аркозами, известняками и доломитами, практически без следов складчатости и метаморфизма. По данным определений К—Ar- и Rb—Sr-методами, *выполненных в 1967 г., выяснилось, что возраст этих пород*, обычно считавшихся силурийскими, составляет *600 млн. лет. Синхронный платформенный покров внутренней части Центральнобразильского щита представлен*, вероятно, группами Арарас и Корумба на юге штата Мату-Гросу Бразилии и группой Итапукуми на северо-востоке Парагвая, характеризующимися преобладанием известняков и доломитов. Следует отметить, что в краевых участках группа Бамбуи, а также толща Арарас-Корумба-Итапукуми подверглись складчатости в завершающую стадию последнего орогенического цикла, захватившего отдельные части кратонов.

Панамериканский цикл. Ядра кратонов Южной Америки *окаймляются орогеническими поясами, сложенными* верхнедокембрийскими—нижнепалеозойскими метаморфическими и интрузивными породами. Данные радиоизотопных определений (Rb—Sr- и K—Ar-методами) в пределах этих поясов колеблются в интервале 500—700 млн. лет (средние значения абсолютного возраста от 600 до 640 млн. лет). Хотя установлены три пояса, получившие название Карири, Параиба и Парагвай-Арагуа, к ним следует еще добавить Андийский (Западный) пояс Южной Америки. *Ниже приведены характеристики* этих подвижных поясов, отнесенных нами к одному, *панамериканскому, циклу.*

1. Орогенический пояс Карири. Это довольно широкая *зона развития* метаморфических и интрузивных пород, принадлежащих преимущественно к группе Сеара, расположена в северо-восточной части Бразилии, к северу от р. Сан-Франсиску, восточнее впадины Парнаиба. В северной части он имеет северо-западное направление, на юге отклоняется к западу и огибает северную границу щита Сан-Франсиску. Rb—Sr-датировки, подтвержденные данными K—Ar-метода, показали, что главная фаза цикла имела место 640 млн. лет назад. Однако *согласно K—Ar-определениям минимальный возраст гранитного* плутона в горах Серра-ду-Маруока и вулканитов *впадины Хаибара — 420—430 млн. лет*, что свидетельствует о посттектоническом характере их образования.

Возможно, что складчатый пояс Карири прослеживается далее к западу под отложениями впадины Парнаиба, поскольку у южной оконечности массива Сан-Луис обнаружены породы, возраст которых колеблется между 485 и 540 млн. лет. В Афро-Южноамериканском додрейфовом комплексе этот пояс образует продолжение панафриканского орогенического *пояса* Нигерии.

2. Орогенический пояс Параиба. Он представляет *собой протяженную полосу развития метаморфических* пород, простирающуюся вдоль Бразильского побережья от *южной* части штата Баия до штата Риу-Гранди-ду-Сул и на территорию юго-восточной части Уругвая. В его состав входят гуппы Канудос, Жангадо, Лаврас и Жекитан на территории штата Баия, а также группы Серрадуз-Ореанс, Сан-Роке, Асунги, Бруске, Поронгос и Лавальеха штатов Сан-Паулу, Парана, Санта-Катарина, Риу-Гранди-ду-Сул Бразилии и Уругвая. Главная фаза орогенеза, по-видимому, проявилась здесь около 600 млн. лет назад, но в Риу-Гранди-ду-Сул слабо складчатые метаосадочные породы и связанные с ними интрузии кислого и основного состава группы Поронгос имеют возраст *около 500 млн. лет. Граниты, гранодиориты и мигматиты* юго-восточной части Уругвая по данным Rb—Sr-метода датируются *500—600* млн. лет.

На юге штата Минас-Жерайс Бразилии этот пояс раздваивается. Главная ветвь протягивается в юго-западном направлении вдоль Атлантического побережья на территорию Уругвая; вторая ветвь отклоняется к западу, проходит вблизи южной границы щита Сан-Франсиску, а затем поворачивает на север и прослеживается далее по долине р. Токантинс.

3. Орогенический пояс Парагвай-Арагуая. Этот пояс *протягивается от верховьев р. Арагуая (на юге штата* Гояс) в Центральный Парагвай, изгибается вдоль юго-*восточной границы Центральнобразильского щита. Ра*диологические определения абсолютного возраста для него очень немногочисленны, несколько K—Ar-определений по слюдам массива Мату-Гросу дали цифры около 500 млн. лет, а по данным единственного анализа калиевого полевого шпата из неметаморфизованных гранитов Каакупу Восточного Парагвая возраст последних составляет 468 ± 25 млн. лет.

4. Андийский пояс. По всей вероятности, докембрийские породы развиты вдоль всего Андийского пояса Южной Америки, в Пампинских сьеррах и на севере Патагонского массива Аргентины, *а также, возможно, на зна*чительной глубине в массиве Десеадо (юг Патагонии). Однако во многих случаях и на обширных площадях эти породы замаскированы палеозоем и более молодыми осадочными отложениями и интрузиями.

В Андийском поясе, за исключением нескольких датировок пород из юго-восточных предгорий Кордильеры-де-Мерида Венесуэлы, давших цифру около 600 млн. лет, радиологических определений возраста предположительно докембрийских пород практически нет. Несмотря на это, нет почти никаких сомнений в том, что метаморфические *образования массивов Сьерра-де-Периха, Сантандер*, Куэтаме и Гарсон Восточной Кордильеры Колумбии, а также комплекса Мазаморрас-Сибундой Центральной Кордильеры Колумбии и ее южного продолжения — Кордильеры-Реаль Эквадора — имеют позднедокембрийский возраст. По всей вероятности, к тому же возрасту относятся метаграувакки и аспидные сланцы Восточной Кордильеры в северной части Аргентины. Последние, объединенные в формацию Пунковискана, прорваны анорогенными гранитами и гранодиоритами, имеющими по данным K—Ar-метода раннекембрийский возраст.

Восточная Кордильера Северной Аргентины переходит по направлению на юг в Пампинский массив, имеющий *веретенообразную форму и представленный в рельефе* чередованием хребтов и долин. Массив сложен преимущественно высокометаморфизованными породами и кислыми интрузиями с участками континентальных позднепалеозойских и более молодых отложений. Были выполнены радиологические определения возраста пород из центральной части массива (участки Кордова и Сан-Луис). За исключением тоналита из Кордовы, возраст которого составляет 735 ± 75 млн. лет, все образцы оказались ранепалеозойскими (возраст гнейсов около 540, гранитов — от 465 до 515 млн. лет). По-видимому, это указывает на *принадлежность Пампинского массива к панамерикан*скому орогеническому циклу.

Что касается интрузий Северо-Патагонского массива, то по данным Rb—Sr-метода (на образцах гранитов, монцонитов, кварцевых диоритов и адамеллитов) установлен их позднепермский возраст, около 230 млн. лет. Эти интрузивные породы прорывают метаморфические образования неустановленного возраста, условно относимые к докембрию. Такая датировка «фундамента» основана на наличии в регионе неметаморфизованных палеонтологически охарактеризованных обломочных отложений силура и известняков предположительно ордовикского возраста.

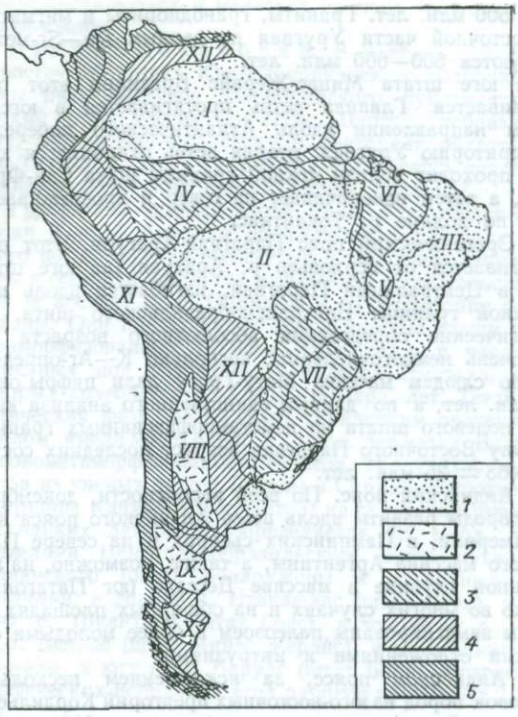


Рис. 1. Геотектонические элементы фанерозоя Южной Америки.
1 — кратоны; *2* — области кратонизации; *3* — внутрикратонные впадины; *4* — перикратонные прогибы; *5* — подвижные пояса. *I—III* — щиты (*I* — Гвианский, *II* — Центральнобразильский, *III* — Восточно-Бразильский, Прибрежный); *IV—VII* — впадины (*IV* — Амазонская, *V* — Сан-Франсиску, *VI* — Парнаиба, *VII* — Парана); *VIII—X* — массивы (*VIII* — Пампинский, *IX* — Патагонский, *X* — Десеадо); *XI* — Андийский орогенический пояс; *XII* — регионы Льянос, Икитос-Акре-Бени и Чако-Пампа.

Фанерозой. Мы не будем делать здесь попыток дать представление об эволюции региона на фанерозойском этапе его развития с позиции тектоники плит, так как любая модель или модели, которые могли бы быть предложены в настоящее время, должны были бы в силу необходимости основываться на рискованных сверхупрощениях и вспомогательных гипотезах ad hoc. С другой стороны, мы будем избегать «геосинклинальной» терминологии, поскольку недавно стало очевидным, что так называемые геосинклинальные отложения Андийского пояса являются, по существу, отложениями континентального шельфа. Вместе с тем несомненно, что начиная с раннего палеозоя геологическая история Южной Америки контролировалась положением и ролью тех тектонических элементов, которые составляют основу структуры континента (рис. 1).

П а л е о з о й. *Ранний палеозой (кембрий—девон).* В начале кембрия на территории Андийского пояса преобладали отрицательные движения, вследствие чего он был залит морем. На западе Аргентины накопились кембрийские фаунистически охарактеризованные известняки, на севере Аргентины и юге Боливии — среднекембрийские обломочные породы; в пределах Восточной Кордильеры Колумбии — среднекембрийские известняки. В конце кембрия эти отложения подверглись пологой складчатости и небольшому поднятию в результате сардианской орогенической фазы (рис. 2).

После краткого периода эрозии Андийский пояс вновь испытал погружение, в результате которого аккумулировалась мощная толща морских образований ордовика. Осадочные породы с фауной прослеживаются от Венесуэлы до Западной Аргентины. В среднем тремадоке в северной части Аргентины наблюдается краткий период местного оледенения альпийского типа. Ордовикская трансгрессия достигла максимума в лланвирнском веке, когда мелководное море охватило Амазонскую впадину и узкий проход между Пампинскими сьеррами и Северо-Патагонским массивом; образовавшийся пролив соединил Предкордильерский прогиб Западной Аргентины с южной частью прото-Атлантического океана. В лландейло море уже регрессировало и территория Амазонской впадины стала сушей. В результате таконских движений в конце ордовика мощная призма осадочных пород была слабо деформирована, наклонена и приподнята. Во время этих, а также сардианских движений интрузивная деятельность в пределах подвижного пояса не отмечается. С другой стороны, обширная площадь Пампинского массива и орогенических поясов Карири, Параиба и Парагвай-Арагуая была прорвана изверженными породами раннекембрийского—позднеордовикского возраста, связанными с поздней фазой панамериканского орогенического цикла.

В раннем силуре (лландовери) море трансгрессировало в пределы Андийского пояса Амазонской впадины, региона Икитос-Акре-Бени и Чако, Восточного Парагвая и пролива, соединявшего Предкордильерский прогиб с южной частью прото-Атлантики. Кроме того, в авлакогене южных сьерр Буэнос-Айрес (на востоке Аргентины) накопились мощные обломочные толщи. На основании гранулометрических анализов пород Восточной Кордильеры Боливии стало очевидным, что бóльшая часть силурийских отложений связана с западным источником сноса; последний, по-видимому, образовался за счет размыва приподнятых кембрийских и ордовикских отложений. В среднем силуре (венлоке) море ушло из Амазон-

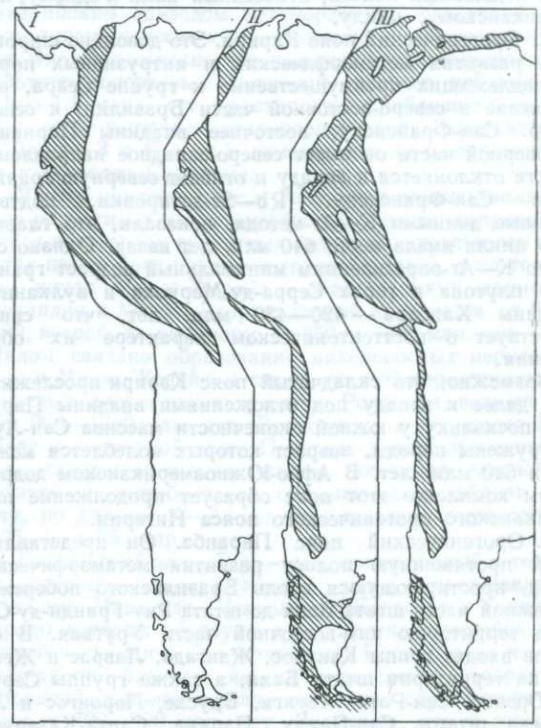


Рис. 2. Стадии развития западных (андийских) прогибов в палеозое.
I — среднеордовикская (лланвирнская), *II* — поздне-среднедевонская (позднеживетская), *III* — среднепенсильванская (десмойнезийская).

ской впадины и с территории Восточного Парагвая, но в западных трогах седиментация продолжалась вплоть до лудлоу. Конец силура был отмечен исключительно слабым проявлением каледонских движений, слегка смявших, наклонивших и приподнявших осадочные толщи. Наиболее яркое и трудно объяснимое исключение представляют гнейсы южного побережья Перу (в том числе района Арекипа), которые подверглись метаморфизму 400 млн. лет назад, т. е. в конце силура. Близ Камана эти гнейсы перекрыты девонскими отложениями, содержащими фауну.

В раннедевонскую эпоху (кобленцский век) возобновившееся погружение андийских прогибов, от Колумбии до юга Чили, привело к новой морской трансгрессии, обусловленной структурным планом, заложенным еще в силуре; однако на этот раз масштабы трансгрессии были более значительными. По-видимому, она была самой крупной из всех когда-либо захватывавших Южноамериканский материк. В результате ее воздействия море залило андийские западные прогибы, впадины Амазонскую и Парнаиба, регион Икитос-Акре-Бени и Чако, впадину Парана, авлакоген южных сьерр Буэнос-Айрес, проход между Пампинскими сьеррами и Патагонской Кордильерой, а также Фолклендские острова. В Колумбии девонский трог имел «средиземноморский» характер, он располагался между Гвианским щитом на востоке и поднявшимися к тому времени Центральными Кордильерами, Сьерра-Невада-де-Санта-Марта, на западе, которые служили главным источником сноса обломочного материала. В конце эйфеля море покинуло впадину Парана, а в конце живетского века впадины Амазонскую и Парнаиба, но в ряде участков западных трогов перемежающаяся морская и континентальная седиментация продолжалась еще и во франском веке.

В самом конце девона или непосредственно после его окончания Андийский пояс подвергся воздействию акадских или бретонских движений. Они были весьма интенсивны в пределах Колумбии, Эквадора, Центрального Перу и Западной Аргентины, где девонские и более древние толщи подверглись сильной складчатости, а местами и метаморфизму. Эти движения были очень слабыми или практически неощутимыми на юге Перу, в Боливии и на севере Аргентины. Они явились, по существу, первыми орогеническими движениями, оказавшими воздействие на строение всего Андийского пояса и вызвавшими поднятие значительных горных хребтов.

Поздний палеозой (миссисипий — пермь). В миссисипии море оставалось только в горных районах Колумбии и Чили. На западе Аргентины отмечалось переслаивание морских и континентальных осадков, а на западе Перу, юге Боливии и севере Аргентины отлагались только континентальные толщи. В Перу и Аргентине на отдельных участках имела место вулканическая деятельность. Между Боливией и Западной Аргентиной зарегистрировано несколько небольших центров оледенения альпийского типа. Вне горных районов смешанная морская и континентальная седиментация установлена только во впадине Парнаиба. В конце миссисипия или в самом начале пенсильвания Андийский пояс подвергся воздействию первых фаз герцинского орогенеза, интенсивных на западе Аргентины, слабых и очень слабых во всех остальных местах.

В среднем пенсильвании море снова вторглось в район Анд от Венесуэлы до Южного Чили и захватило впадины Амазонскую и Парнаиба. Палеогеографическая обстановка на западе Аргентины и в сопредельных районах Чили напоминала преобладавшую в миссисипии. В позднем пенсильвании море покинуло впадины. Вслед за этим материковые ледники из нескольких ледовых центров распространились на обширные территории юга Бразилии, Уругвая, Парагвая, юга Боливии и Аргентины. Во впадине Параны и в авлакогене южных гряд сьерр Буэнос-Айрес трансгрессии мелководного моря сменялись периодами оледенений. В додрейфовом Афро-Южноамериканском комплексе южноамериканские ледники соседствуют с южноафриканскими, а также с ледниками Гондваны. В конце пенсильвания Андийский пояс между Колумбией и Западной Аргентиной испытал воздействие сбросо-складчатых движений средней интенсивности.

В ранней перми андийские прогибы от Колумбии до Южного Чили были залиты морем. В это же время позднепенсильванское оледенение завершилось общим потеплением, во впадинах Парнаиба и Парана и в области Чако-Пампы накапливались континентальные отложения. В авлакогене южных гряд сьерр Буэнос-Айрес отлагались слои с глоссоптерисовой флорой, перемежающиеся с мелководно-морскими обломочными породами, содержащими австралийскую фауну *Euridesma*.

В конце ранней перми Андийский пояс подвергся воздействию умеренных (до сильных) тектонических движений, в результате которых морские воды покинули его пределы. Эти движения с большой силой проявились в районе Консепсьон на побережье Чили и в горах Главной Кордильеры на западе Аргентины, где отложения верхнего палеозоя оказались смятыми и метаморфизованными до стадии слюдистых сланцев 270—245 млн. лет назад. В поздней перми в Перу, от Леймебамба до оз. Титикака, накапливались только континентальные красноцветы и вулканиты, а во впадине Парана, в регионе Чако-Пампа и в авлакогене южных гряд сьерр Буэнос-Айрес — эоловые и речные осадки. В конце перми в Андийском поясе отмечается возобновление сбросо-складчатых движений, а во внеандийских областях материка происходили эпейрогенические воздымания. Несколько фаз герцинского орогенического цикла сопровождалось интрузиями кислого (до среднего) состава и лавовыми излияниями, датируемыми в горах Чили, в Главной Кордильере (запад Аргентины) и в Северо-Патагонском массиве (по данным Rb—Sr- и K—Ar-методов) 270—225 млн. лет. Немногочисленные радиологические определения, выполненные к настоящему времени, не выявили в северной части Андийского пояса наличия образований аналогичного возраста, хотя, по всей вероятности, они там присутствуют.

Мезозой. За исключением морских и континентальных обломочных отложений, содержащих прослои вулканитов в центральной части Чили и андезитовых лавовых потоков и туфов в западной части Аргентины, перекрытых мощными континентальными толщами, ранне- и среднетриасовые осадки в Южной Америке не известны. В скифских и анизийских толщах Аргентины найдены остатки рептилий и амфибий, очень сходные с южноафриканскими. В ладинский век начался цикл кислого и среднего вулканизма, достигшего максимального развития в карнийский век и сошедшего на нет в норийский; активная вулканическая деятельность охватила некоторые районы Колумбии и обширные территории между севером Чили и югом Патагонии. В позднетриасовую эпоху на западе Аргентины продолжалось накопление континентальных отложений с обильной флорой *Dierodium* и остатками рептилий; слабо проявлялся вулканизм основного состава.

В начале норийского века северная часть Андийского пояса, от Западной Колумбии до Южной Боливии, была затоплена морем, а во впадинах Центральной Венесуэлы и Северо-Восточной Колумбии (Парана, Парнаиба и Амазонской) отлагались эоловые и аллювиальные осадки. В позднем триасе некоторые из западных районов подверглись воздействию германотипных деформаций, осадконакопление на этой территории прекратилось, а в пределах Главной Кордильеры Аргентины и Восточной Кордильеры на севере Боливии происходило внедрение гранитных интрузий (рис. 3).

В течение юры и триаса вдоль западной границы материка развились три кулисообразно расположенных

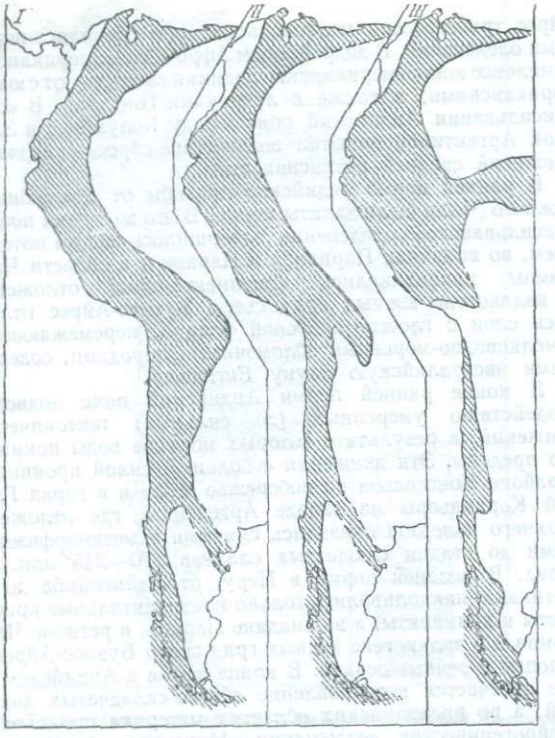


Рис. 3. Стадии развития западных (андийских) прогибов в мезозое.

I — позднетриасовая (карнийская); *II* — раннеюрская (лейасовая); *III* — раннемеловая (неокомская).

седиментационных бассейна, разделенные двумя слабо приподнятыми участками. Они названы соответственно Венесуэльско-Перуанским, Чилийско-Аргентинским и Патагонским прогибами. Каждый из них имеет свою сложную и своеобразную геологическую историю, характеризовавшуюся несходными циклами морской и континентальной седиментации и эрозии. Однако все они подверглись воздействию довольно значительных невадийских дифференциальных поднятий, за которым в кимеридже последовал интенсивный вулканизм. По-видимому, сильная складчатость авлакогена южных гряд сьерр Буэнос-Айрес, не сопровождавшаяся интрузиями или излияниями лав, имела место именно в поздней юре.

Во внеандийском регионе Южной Америки юрские отложения не известны, хотя во впадине Парана в это время происходили излияния лав основного состава. С ранним мелом связано образование толщи базальтовых покровов, распространившихся на площади всей впадины (более 1 млн. км^2) и достигавших мощности 1000 м. В это же время отложения впадин Парнаиба и Амазонской, а также депрессии Пампы были прорваны силлами основных пород. Проявления вулканизма основного состава отмечаются также в центральной и западной частях Аргентины. Сразу же вслед за этим крупным этапом вулканической активности впадины Парана, Сан-Франсиску, Парнаиба и Амазонская стали областями континентальной седиментации. В начале неокома, а возможно, еще в конце юры вдоль побережий Бразилии и Аргентины началось формирование нескольких тафрогенных впадин, вмещающих континентальные и солоновато-водные отложения значительной мощности. В некоторых из них еще в альбском и аптском веках началось накопление морских осадков.

В сеноне три западных прогиба подверглись воздействию субгерцинских сбросо-складчатых движений, принесших в регион фундаментальные изменения. Предварявшиеся интенсивным вулканизмом и сопровождаемые внедрением гигантских гранодиоритовых батолитов, эти движения привели к сильному смятию мезозойских и более древних толщ и обусловили начало воздымания Главной Кордильеры от юга Аргентины до Колумбии. В результате Венесуэльско-Перуанский прогиб, расположенный между Северной Колумбией и Эквадором, оказался разделенным на две меридиональные впадины (восточную и западную), Чилийско-Аргентинский прогиб исчез, а Патагонский значительно уменьшился в размерах. В различных внеандийских регионах происходило накопление континентальных отложений.

К а й н о з о й. В датском веке пониженные участки Патагонии и тафрогенные прибрежные впадины в районе Буэнос-Айреса были захвачены кратковременной атлантической трансгрессией.

В третичный период Андийский пояс подвергся воздействию не менее четырех орогенических циклов, каждый из которых состоял из нескольких фаз; это привело к воздыманию Андийского пояса и формированию современного комплекса Анд. Движения были преимущественно вертикальными, хотя иногда и со значительной тангенциальной составляющей и сопровождались внедрением гранитоидных интрузий и кислым вулканизмом.

По мере подъема горных хребтов в межгорных впадинах и вдоль подножий происходила непрерывная седиментация; накапливавшиеся толщи вовлекались в орогенические движения. В среднем миоцене во впадинах Венесуэлы и в прибрежном поясе Колумбии, Эквадора и Перу преобладали морские и солоновато-водные условия, а Патагонский прогиб еще в олигоцене был оставлен морем вследствие поднятия Береговой и Патагонской Кордильер. К востоку от воздымавшихся гор в разные временные интервалы третичного периода накапливались мощные континентальные отложения. С позднего миоцена до позднего плиоцена большая часть Анд испытала значительное поднятие, а массив Пампинских сьерр был расколот на многочисленные блоки, образовавшие сложную систему гор и долин. Эти движения, сопровождавшиеся интенсивным вулканизмом в Колумбии, Эквадоре, Перу, Боливии, Аргентине и Чили, отразились на общем структурном плане материка и привели к формированию Бразильского и Гвианского плоскогорий.

Сильные землетрясения, часто происходящие в пределах Андийского пояса, и извержения вулканов в Колумбии, Эквадоре и южных районах Чили свидетельствуют о том, что орогенические движения и вулканическая деятельность здесь продолжаются и по сей день. В горах Главной Кордильеры, между Северной Колумбией и Западной Аргентиной, фиксируются многочисленные центры ледников альпийского типа. К югу от них бóльшая часть Патагонии была охвачена плейстоценовым материковым оледенением. В различных районах отмечается от трех до четырех этапов наступания и отступания ледников. В настоящее время крупные ледниковые поля отмечаются лишь в Патагонско-Огнеземельских Кордильерах, однако небольшие ледники есть и севернее, в высоких Главных Кордильерах Чили и Аргентины и в Кордильере-Бланка Перу. В периоды похолоданий в тропических областях устанавливался засушливый климат, что приводило к педиментации и заполнению речных долин обломочным материалом, а в Аргентине и Южной Бразилии к возникновению обширных дюнных полей.

Полезные ископаемые

Южная Америка очень богата полезными ископаемыми, как рудными, так и нерудными. Ряд месторождений, к которым относятся крупные месторождения никеля в центральной части Бразилии, железо-марганцевые,

расположенные вдоль боливийско-бразильской границы, богатейшие залежи оловянных руд в Рондонии (западная часть Бразилии) и крупные месторождения медно-порфировых руд на западе Аргентины еще не разрабатываются. Ниже мы перечислим главные виды минерального сырья, включая горючие ископаемые, добываемые в различных странах Южноамериканского континента.

Аргентина: свинец, цинк, железо, олово, вольфрам, уран, нефть, уголь.

Боливия: олово, серебро, вольфрам, медь, свинец, цинк, сурьма, висмут, золото, нефть.

Бразилия: железо, марганец, горный хрусталь, алмазы, вольфрам, бериллий, тантал, ниобий, торий, слюда, цирконий, уголь, нефть.

Венесуэла: железо, золото, алмазы, нефть.

Гайана, Гвиана, Суринам: бокситы, золото, марганец, алмазы.

Колумбия: платина, изумруды, золото, уголь, нефть.

Перу: медь, ванадий, висмут, свинец, цинк, серебро, олово, сурьма, молибден, вольфрам, железо, селен, сера, уголь, нефть.

Чили: медь, свинец, цинк, золото, серебро, молибден, висмут, ртуть, вольфрам, ниобий, железо, марганец, чилийская селитра, иод, уголь, нефть.

Эквадор: золото, серебро, нефть.

Г. Дж. Харрингтон

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Almeida, F. F. M. de, 1971. «Geochronological division of the Precambrian of South America», Rev. Brasil Geociencias (Sao Paulo), *1* (*1*), *13*—21.

Almeida, F. F. M. de, 1972. «Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization», 24th Intern. Geol. Congr., Canada, 3, 339—346.

Creer, K. M., 1970. «Review and interpretation of paleomagnetic data from the Gondwanic continents», Second Gondwana Symposium, South Africa, Proc. and Pap., Pretoria: CSIP, Scientia, 55—72.

Creer, K. M., 1972. «A palaeomagnetic survey of South American rock formations», Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 267 (1183), 98 p.

Gansser, A., 1973. «Facts and theories on the Andes», J. Geol. Lond., 129 (2), 93—132.

Harrington, H. J., 1962. «Palaeogeographic development of South America», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 46, 1773—1814.

Harrington, H. J., *1963*. «Deep focus earthquakes in South America and their possible relation to continental drift», Polar Wandering and Continental Drift, S. E. P. M. Spec. Publ., 10, 55—73.

James, D. E., 1971. «Plate tectonic model for the evolution of the central Andes», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 3325—3346. (Discussion in: Helwig. J., 1973, Ibid., 84, 1493—1500).

Morrison, R. P., 1973. Geological Structure of South America Essex, England: Longman, 550 p.

Stille, H., 1940. «Einfuhrung in den Bau Amerikas», Regionalen Geologie der Erde: Gebr. Borntraeger, 717 p.

Vuilleumier, B. S., 1971. «Pleistocene changes in the fauna and flora of South America», Science, 173 (3999), 771—779.

Weeks, L. G., 1947. «Paleogeography of South America», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 31, 1194—1241.

АРГЕНТИНА

Аргентина — второе (после Бразилии) по площади и населению государство Южной Америки (площадь 2796 тыс. км²). На западе граничит с Чили, на севере и северо-востоке — с Боливией, Парагваем, Бразилией и Уругваем, на востоке омывается Атлантическим океаном. Территория Аргентины простирается в меридиональном направлении от 22 до 55° ю. ш. и пересекает различные климатические зоны: от субтропической до субарктической.

Первые геологические данные об Аргентине были получены в 20—30-х годах прошлого века, когда страну посетили А. Д' Орбиньи и Ч. Дарвин. Начало систематических геологических исследований относится к 70—80-м годам XIX в. Первая геологическая карта большей части территории, составленная Л. Бракебушем, была издана в 1891 г.

Систематическое геологическое картирование страны в масштабе 1 : 200 000 началось в 10-х годах текущего столетия, но значительного развития достигло только в 40-х годах, после того как в работу Геологической службы (*позднее Управления горного дела и геологии*) включилось новое поколение аргентинских геологов. Эта организация выпустила ряд геологических и горных отчетов и завершила составление 100 планшетов детальной геологической карты (площадь каждого планшета 4 тыс. км²). В 1950 г. была опубликована геологическая карта Аргентины в масштабе 1 : 2 500 000, уточненная в 1964 г.

Геоморфологическое и тектоническое районирование

На территории страны можно выделить следующие основные морфотектонические области (рис. 1): 1) Кордильеру Анд; 2) нагорье Пуна; 3) Прекордильеры (предгорья Кордильер); 4) Субандийские сьерры; 5) Пампинские

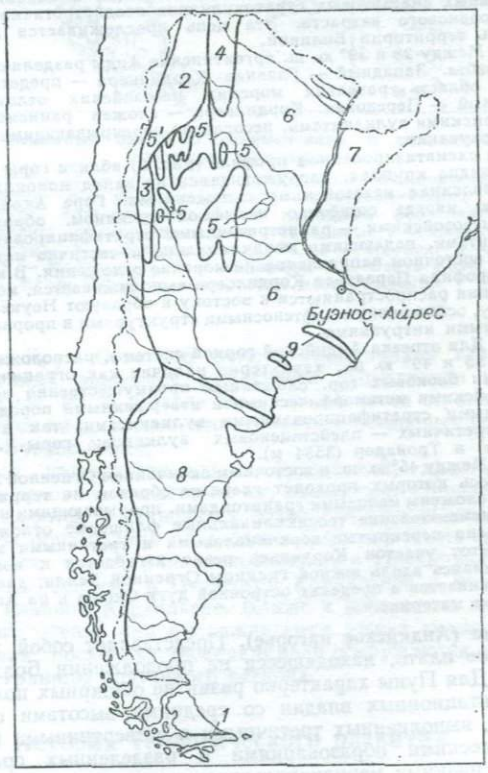


Рис. 1. Морфоструктурные области Аргентины.

1 — Кордильера Анд; *2* — Пуна; *3* — Прекордильера; *4* — Субандийские сьерры; *5* — Пампинские сьерры; *5'* — Транспампинские сьерры; *6* — равнины Чако-Пампы; *7* — Месопотамское плато; *8* — Патагония; *9* — сьерры Буэнос-Айрес.

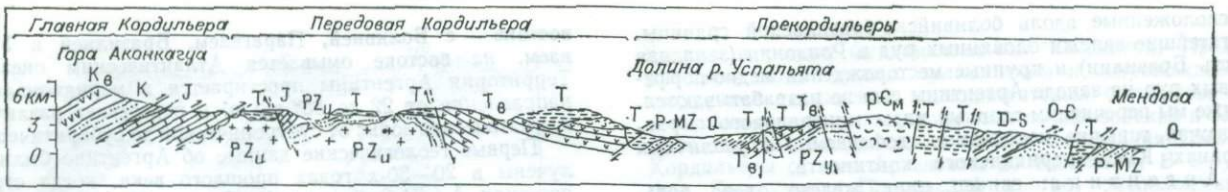


Рис. 2. Геологический профиль через Андийские Кордильеры. По Г. Харрингтону [Harrington H., 1956].
Отложения: К — меловые; $К_в$ — меловые вулканогенные; J — юрские; $PZ_н$, $PZ_у$ — палеозойские интрузивные и ультраметаморфизованные; Т — триасовые, $Т_в$ — триасовые вулканогенные; P—MZ — пермско-мезозойские континентальные; Q — четвертичные континентальные; $pЄ$ — докембрийские морские; D—S — девонско-силурийские; O—Є — ордовикско-кембрийские.

сьерры; 6) равнины Чако-Пампы; 7) Месопотамское плато; 8) Патагонское плато и 9) сьерры Буэнос-Айрес.

Кордильера Анд. Анды протягиваются вдоль западной границы Аргентины, хотя к югу от 44° ю. ш. горные цепи Кордильер расположены преимущественно на чилийской территории. Высочайшие горные вершины, значительно превышающие 6000 м, находятся к северу от 34° ю. ш.; в их числе самая высокая гора Западного полушария — Аконкагуа (6980 м). В южном направлении горы постепенно понижаются, и в Патагонской Кордильере они обычно не достигают 3000 м. Главный этап формирования аргентинских Анд связан с третичным орогенезом, однако наличие некоторых сложно построенных морфотектонических элементов свидетельствует о проявлении ряда более ранних геологических событий. Аргентинские Анды подразделяются на четыре основных сегмента, краткая характеристика которых приведена ниже.

1. Между 22 и 28° ю. ш., вдоль чилийской границы, расположена вулканическая горная цепь, состоящая в основном из неактивных андезитовых стратовулканов позднетретичного или плейстоценового возраста. Эта цепь прослеживается далеко в глубь территории Боливии.

2. Между 28 и 39° ю. ш. аргентинские Анды разделяются на два хребта. Западный — Главная Кордильера — представляет собой область развития морских мезозойских отложений; восточный — Передовая Кордильера — сложен раннемезозойско-пермскими вулканитами, несогласно перекрывающими пермские граувакки.

На схематизированном профиле (рис. 2) вблизи горы Аконкагуа видна крупная, погружающаяся на запад моноклиналь, представленная мезозойскими отложениями. Гора Аконкагуа, которую иногда ошибочно называют вулканом, образована позднемезозойскими — раннетретичными стратифицированными вулканитами, падающими моноклинально и частично надвинутыми в восточном направлении на морские отложения. В южной части профиля Передовая Кордильера выполаживается, морские отложения распространяются к востоку и образуют Неукенскую впадину, осложненную нефтеносными структурами и прорванную третичными интрузиями.

3. Для отрезка Андийской горной системы, расположенного между 35 и 49° ю. ш., характерно наличие как ограниченных сбросами блоковых гор, сложенных преимущественно позднепалеозойскими метаморфическими и изверженными породами и третичными стратифицированными вулканитами, так и цепи позднетретичных — плейстоценовых вулканов: горы Ланин (3775 м) и Тронадор (3554 м).

4. Между 45° ю. ш. и восточным окончанием Огненной Земли Анды (ось которых проходит главным образом на территории Чили) сложены меловыми гранитоидами, прорывающими нижне- и среднемезозойские геосинклинальные флишевые отложения, несогласно перекрытые верхнемеловыми и третичными молассами. Этот участок Кордильер резко изгибается к востоку, протягиваясь вдоль южной границы Огненной Земли; далее он прослеживается в пределах островной дуги Скоша и на Антарктическом материке.

Пуна (Андийское нагорье). Представляет собой высокогорное плато, находящееся на продолжении Боливийского. Для Пуны характерно развитие обширных пологих седиментационных впадин со средними высотами около 4000 м, выполненных третичными и четвертичными пирокластическими образованиями и разделенных сравнительно низкими меридиональными грядами, которые сложены преимущественно складчатыми нижнепалеозойскими и слабо метаморфизованными докембрийскими осадочными отложениями. Вдоль чилийской границы расположена цепь вулканов; высота некоторых превышает 6000 м (например, высота Бонете 6872 м). Многие замкнутые впадины являются солончаковыми и содержат мощные отложения солей.

Прекордильеры (предгорья Кордильер). Эти гряды расположены между 29 и 33° ю. ш., протягиваются параллельно Главной Кордильере и отделяются от Передовой Кордильеры тектонической долиной меридионального простирания. Область Прекордильер характеризуется преобладанием нижнепалеозойских морских (флишевых) отложений, несогласно перекрытых верхнепалеозойскими морскими и континентальными молассами. Очень типично развитие нижне-среднепалеозойских граувакк и известняков.

Субандийские сьерры. Расположены севернее 26° 31′ ю. ш. и простираются далеко в глубь боливийской территории. Это — система гряд меридионального (до север-северо-восточного) простирания, параллельных восточной границе Пуны и сложенных складчатыми континентальными отложениями третичного и мелового возраста. В ядрах антиклиналей залегают слабо метаморфизованные докембрийские породы. На севере мощность разреза, включающего верхне(«гондванские»)- и среднепалеозойские образования, очень велика; в южном направлении она постепенно, по мере приближения докембрийского фундамента к поверхности, уменьшается. Интенсивность складчатости снижается к востоку (вблизи Пуны преобладают чешуйчатые структуры); некоторые антиклинали в районе равнин Гран-Чако являются нефтеносными.

Пампинские сьерры. Представляют собой гряды блоковых гор, сложенные позднекембрийскими — раннепалеозойскими кристаллическими породами. Эти гряды расположены в центре и на северо-западе Аргентины между Прекордильерами, Пуной и Субандийскими сьеррами. Они ограничены меридиональными вертикальными сбросами или взбросами и наклонены преимущественно к востоку в восточных грядах и к западу в западных. На ряде участков развиты хорошо сохранившиеся поверхности выравнивания, частично покрытые позднепалеозойскими и третичными красноцветами. В зоне, где блоки погружаются к северо-западу и образуют ядра антиклиналей, Пампинские сьерры сливаются с Субандийскими.

Горное сооружение Сьерра-де-Фаматина, лежащее между Пампинскими сьеррами и Прекордильерами, иногда рассматривают отдельно от Пампинских сьерр, в качестве самостоятельного орографического комплекса Транспампинских сьерр. Наиболее высокие вершины Пампинских сьерр — горы Фаматина (6400 м) и Аконкиха (5550 м).

Равнины Чако-Пампы. Это — низменные равнины, занимающие восточную часть страны: от парагвайской границы на севере до р. Рио-Колорадо на юге. Эта геоморфологическая область соответствует седиментационному бассейну, сложенному довольно мощными (иногда до 4000 м) пологозалегающими «гондванскими» осадочными толщами третичного — палеозойского возраста. Эти отложения залегают под тонким покровом четвертичных

речных и эоловых осадков. Бо́льшая часть региона характеризуется отметками ниже 400 м. В структурном отношении рассматриваемый регион представляет собой сложно построенный грабен между Пампинскими, Субандийскими сьеррами и Кордильерами на западе и Бразильским кратоном на востоке.

Месопотамское плато, или Междуречье. Область холмистой равнины в междуречье Параны и Уругвая, представляет собой слегка приподнятую часть региона Гран-Чако-Пампы. Поверхность плато сложена нижнеплейстоценовыми речными образованиями на юге, третичными красноцветными песчаниками в средней части и диабазовыми силлами в районе северо-восточного панхендла, что отражает постепенный подъем в направлении Бразильского кратона.

Патагония. Это очень сложно построенный регион, рельеф которого характеризуют обширные месы — столовые горы с высотами до 900 м на западе и 700 м у Атлантического побережья, разделенные «каньядонес» — слабо обводненными долинами. В структурном отношении регион представляет собой щит с двумя зонами поднятий, разделенных понижением, соответствующим впадине Сан-Хорхе. В зонах поднятий пенепленизированные образования кристаллического фундамента и палеозойских метаосадочных пород большей частью перекрыты пологозалегающими мезозойскими вулканитами и красноцветами, третичными песчаниками и базальтовыми лавами. Впадина выполнена мезозойскими континентальными и морскими обломочными породами, подстилаемыми мезозойскими вулканитами и перекрытыми третичными континентальными и морскими туфогенными песчаниками и туфами. С этой впадиной связаны крупнейшие в стране залежи нефти и газа. Еще один нефтеносный седиментационный бассейн расположен у южного окончания Патагонии, на Огненной Земле. Повсюду в Патагонии останцовые возвышенности покрыты маломощными гравийными аллювиальными отложениями.

Сьерры Буэнос-Айрес. Этот регион представлен двумя параллельными относительно невысокими горными грядами, возвышающимися над равнинами Пампы и расположенными соответственно в 300 и 500 км на юго-запад от Буэнос-Айреса. Их северо-западное простирание выглядит аномальным на фоне преимущественно меридиональных структур Аргентины. Южная гряда Бентана сложена интенсивно складчатыми палеозойскими кварцитами, метаграувакками и прочими обломочными породами, включая пермские тиллиты. Северная гряда Тандилья представлена кристаллическими породами древнейшего в Аргентине возраста (1,8 млрд. лет), перекрытыми морскими отложениями, главным образом кварцитами, известняками и доломитами, обычно сопоставляемыми с нижней частью разреза гряды Бентана, но слабо деформированными.

Фолклендские острова, геологически тесно связанные с Патагонией, образованы слабо складчатыми девонскими морскими и «гондванскими» континентальными толщами, залегающими на пермских ледниковых отложениях.

Структура

Территория Аргентины сформирована главным образом отрицательными (иногда слабо положительными) структурами, окаймленными на западе геосинклинальными впадинами последовательно от позднекембрийских до позднемезозойских (рис. 3). Южная оконечность Центральнобразильского щита, заходящего на территорию Аргентины, образована отрицательными структурными элементами, составляющими область Чако-Пампы и ограниченными по площади положительными структурами сьерр Пампинских и Буэнос-Айрес. Патагония — более молодая платформа, представленная в основном положительными структурами, за исключением впадин Сан-Хорхе

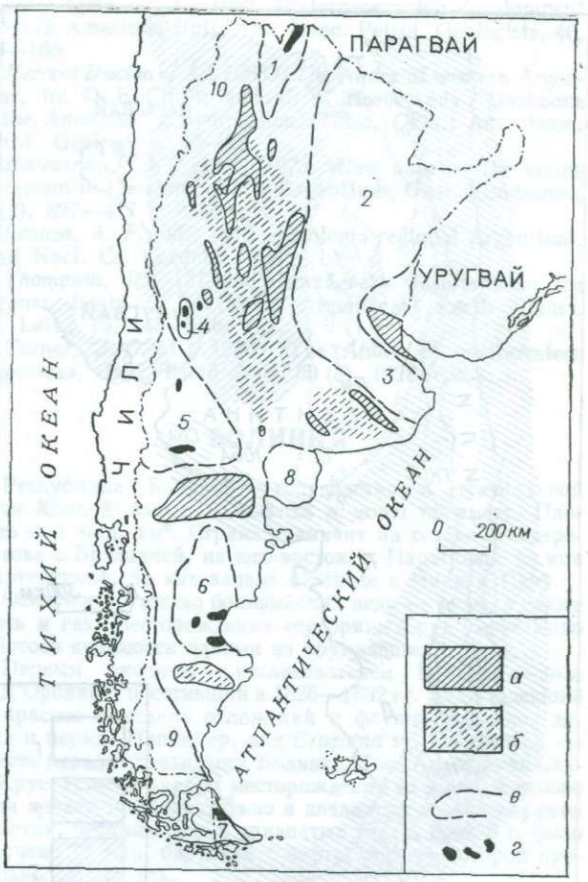


Рис. 3. *Основные бассейны седиментации и положительные структуры Аргентины.*

а — выступы кристаллического фундамента, обнажающиеся на поверхности; *б* — участки развития кристаллических пород фундамента, скрытые под более молодыми образованиями; *в* — бассейны седиментации (*1*—*9* — впадины: *1* — Салта, *2* — Чако-Парана, *3* — Саладо, *4* — Куйо, *5* — Неукен, *6* — Сан-Хорхе, *7* — Магальянес, *8* — Колорадо, *9* — Санта-Крус, *10* — плато Пуна); *г* — нефтяные месторождения.

и Санта-Крус Огненной Земли. Простирание главных структурных элементов фундамента существенно меридиональное, но на востоке центральной части страны оно изменяется на широтное, что отмечается в северных грядах сьерр Буэнос-Айрес.

Пояса геосинклинальных образований, простирающиеся в основном с севера на юг, в западном направлении омолаживаются и становятся более протяженными. Возраст этих образований позднедокембрийский (?) на западе Пампинских сьерр, раннепалеозойский в Прекордильере, позднепалеозойский в Передовой Кордильере и мезозойский в Главной Кордильере. Ближе к побережью Атлантического океана они омолаживаются уже в южном направлении, поскольку геосинклинали погружаются вдоль южной границы кратонного региона.

История геологического развития

Древнейшие породы Аргентины, датируемые 1,8 млрд. лет, — кристаллические образования, залегающие в фундаменте Пампы и выходящие на поверхность в хр. Тандилья. Они являются продолжением Бразильского щита и представлены главным образом мигматизированными и

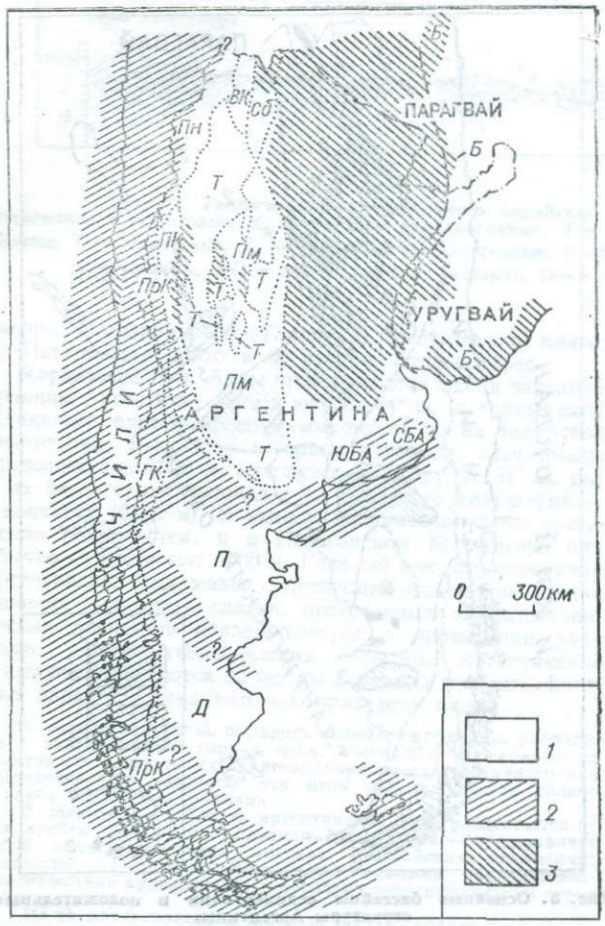


Рис. 4. Распределение моря и суши на территории Аргентины и прилегающих районов в позднемеловое время. По Г. Дюклуа [Ducloux H., 1963].

1 — суша; *2* — море; *3* — бассейны континентального осадконакопления. *Б* — древние кристаллические породы Бразильского щита; *Д* — массив Десеадо; *П* — Патагония; *Т* — Транспампинские сьерры; *ВК, ГК ПК* — соответственно Восточная, Главная и Передовая Кордильеры; *Пм* — Пампинские сьерры; *Пн* — Пуна; *Сб* — Субандийские сьерры; *ПрК* — Прекордильеры; *СБА, ЮБА* — северные и южные гряды сьерр Буэнос-Айрес.

гранитизированными кристаллическими сланцами. Более *молодая группа древних пород — средне- и высокометаморфизованные* образования Пампинских сьерр, ограничивающие на западе прогнутый кратон (их возраст 600 млн. лет), прорванные гранитными плутонами, часть которых датируется ранним палеозоем. Проявления магматизма и связанного с ними метаморфизма достаточно быстро убывают к северу от 28-й параллели вдоль восточной границы нагорья Пуна. Близ боливийской территории докембрий сложен аспидными сланцами и граувакками.

Первая трансгрессия палеозойского моря (от среднего кембрия до среднего девона) перекрыла западную окраину центрального кратонного региона, временами она захватывала форланд Гран-Чако, развитие которого связано с этой трансгрессией. Геосинклиналь, по крайней мере в двух местах, по которым имеются данные (вблизи заливов Байя-Бланка и Сан-Матиас), достигала даже Атлантического побережья.

В результате каледонского орогенеза в миссисипии палеозойские толщи были смяты и эродированы, а к западу от уже существующего геосинклинального пояса началось развитие новой геосинклинали. В ходе герцинского орогенеза позднепалеозойский бассейн подвергся деформациям и был прорван гранитными штоками и небольшими батолитами. В Прекордильере умеренно расчлененный рельеф девонских и более древних отложений был перекрыт морскими и континентальными миссисипскими толщами, включающими ледниковые и ледниково-морские конгломераты (рис. 4). Далее к востоку, в зоне развития форланда, на поверхности пенепленизированного кристаллического фундамента вплоть до триаса формировались обширные замкнутые континентальные впадины и накапливались мощные красноцветы (формация Пагансо); в триасе весь регион был приподнят и подвергся новому циклу эрозии.

«Гондванские» отложения, широко развитые в приповерхностной зоне Чако-Пампы, вновь выходят на поверхность в Парана-Уругвайской впадине. В гряде Бентана (провинция Буэнос-Айрес) была обнаружена глоссоптерисовая флора.

Ранний мезозой на западе Аргентины и в Патагонии был временем интенсивного вулканизма и отложения континентальных красноцветов, за которым последовало заложение геосинклинальной впадины, протянувшейся вдоль большей части Западной Аргентины. Между 36-й и 40-й параллелями в направлении на восток в виде обширного залива трансгрессировало море. Мелководное море заполнило область между двумя поднятиями Патагонии (бассейн Сан-Хорхе). В позднем мелу напряжения, связанные с перемещением Тихоокеанской плиты, способствовали проявлению складчатости и образованию надвигов в юрских и нижнемеловых морских отложениях (первая фаза андийского орогенеза). Вслед за эрозией в среднем триасе продолжалось образование надвигов, воздымание Главной Кордильеры (до ее настоящей высоты) с последующим формированием современного морфотектонического облика территории Аргентины (Передовая Кордильера, Прекордильеры, нагорье Пуна, Пампинские и Субандийские сьерры).

Третичный период характеризовался обширным вулканизмом как повсеместно в Кордильерах и Патагонии, так и на различных участках Пампинских сьерр. Часть Патагонии и восточные районы Пампы были залиты мелководным морем, соединявшим Атлантический и Тихий океаны.

Плейстоценовое оледенение привело к расчленению горных хребтов и отложению мощных моренных и флювиогляциальных толщ. Снеговая линия снижалась от 5000 м у границы с Боливией до уровня моря в Патагонии. В Патагонской Кордильере (южном продолжении Главной Кордильеры Аргентины) формировались долинные ледники, местами сливавшиеся с предгорными, развитыми вдоль восточных подножий хребта. Материковых льдов *в плейстоцене на территории Аргентины не было.* Единственный андийский ледник, достигший Атлантики, располагался в районе Магелланова пролива. Вне пределов собственно Анд формирование ледниковых цирков отмечено лишь в нескольких высокогорных участках Пампинских сьерр.

Другим важным геологическим событием плейстоцена было накопление лёссовых отложений мощностью несколько десятков метров, ныне покрывающих большую часть Пампы. Это так называемый «теплый» лёсс *, сформировавшийся за счет аллювиальных образований полупустынного района, ограниченного на западе, северо- и юго-западе склонами гор, а на востоке травяной степью (пампой). В лёссовых отложениях встречаются многочисленные обломки вулканических пород. Область Пампы

* «Теплый» лёсс — континентальный лёсс, часто формирующийся во внутренних впадинах, вблизи пустынь. — *Прим. пер.*

оставалась зоной мощного накопления лёсса также и в третичном периоде.

В плейстоцене Анды были местом проявления активного вулканизма; в настоящее время на территории Аргентины очень немного действующих вулканов.

Местонахождения ископаемой фауны. В Прекордильерах и вдоль восточных подножий Пуны обнаружена обильная фауна трилобитов позднекембрийского — девонского возраста. В Прекордильерах найдена также миссисипская и пенсильванская морская фауна. В красноцветах, окаймляющих Прекордильеры и Пампинские сьерры, обнаружены богатые скопления триасовых и пермских позвоночных, а также ископаемых растений. Мезозойские морские толщи провинций Неукен и Мендоса хорошо известны своими аммонитами и моллюсками. Нижнетретичные туфовые отложения Патагонии содержат фауну млекопитающих, ставшую знаменитой благодаря классическим исследованиям Фл. Амегино и принстонских экспедиций. В плейстоценовых лёссах Пампы обнаружена характерная фауна млекопитающих.

Горнодобывающая промышленность

Добыча полезных ископаемых в Аргентине относительно невелика; объем ее оценивается всего лишь 400 млн. дол. в год (включая нефть), т. е. около 1,5% валового национального продукта. Аргентина экспортирует концентраты цинка, свинца, серебра и вольфрама, а также бораты и соль; однако потребность во многих рудах не может быть удовлетворена за счет собственных ресурсов страны.

Из нижнепалеозойских железистых формаций северо-западной части Аргентины добывают низкосортные железные руды, однако 88% железной руды импортируется. Сейчас разрабатываются планы эксплуатации аналогичных залежей в Патагонии. Месторождения бокситов не известны, весь алюминий импортируется. Возможное алюминиевое сырье будущего — низкосортные латериты Мисьонес и алуниты Северной Патагонии. Медные руды добываются в очень ограниченном количестве. Малочисленность меднорудных месторождений по сравнению с огромными запасами меди в Чили связывается со структурной асимметрией Анд: верхнемезозойские меденосные свиты Чили редко наблюдаются в восточных отрогах Анд. Имеется лишь одно сравнительно небольшое полиметаллическое месторождение Агвилар (провинция Жужуй). Среди наиболее интересных рудопроявлений можно отметить жилы с комплексной минерализацией селенидов и теллуридов в горах Уманго (провинция Ла-Риоха), а также литиеносные пегматиты провинции Сан-Луис.

Аргентина практически обеспечивает свои потребности в нефти и газе. Имеется пять нефтедобывающих районов: Патагония, Сальте, Мендоса, Неукен и Огненная Земля. Запасы угля очень невелики; действует лишь одна шахта в Южной Патагонии. *Ф. Гонсалес-Бонорино*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Borrello, A. V., 1972. «The Precordillera as a type of geosyncline in Argentina», 24th Intern. Geol. Congr., Sec. 3 (Canada), 293—299.

Fleck, R. J., et al., 1972. «Chronology of late Pliocene and early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina», Earth Planet. Sci. Lett., 16, 15—22.

González Bonorino, F., 1950. «Geologic cross-section of the Cordillera de los Andes at about 33° L. S.», Bull. Geol. Soc. Am., 61, 17—25.

Harrington, H. J., 1956. «Argentina», Handbook of South American Geology (Mem. 65). New York: Geol. Soc. Am., 129—165.

Harrington, H. J., 1962. «Paleogeographic development of South America», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 46, 129—165.

Herrero Ducloux, A., 1963. «The Andes of western Argentina», in: O. E. Childs and B. W. Beebe, eds., Backbone of the Americas, a Symposium. Tulsa, Okla.: Am. Assoc. Petrol. Geologists, 16—28.

Hormann, P. K., et al., 1973. «New data on the young volcanism in the Puna of NW-Argentina», Geol. Rundschau, 62 (2), 397—417.

Leanza, A. F., ed., 1972. «Geologia regional Argentina», Acad Nacl. Cs. Cordoba, 869 p.

Thompson, R., 1972. «Paleomagnetic results from the Paganzo Basin of northwest Argentina», Earth Planet. Sci. Lett., 15, 145—156.

Turner, J. C. M., 1970. «The Andes of northwestern Argentina», Geol. Rundschau, 59 (3), 1028—1063.

БОЛИВИЯ

Республика Боливия — государство в центральной части Южной Америки, выхода к морю не имеет. Площадь — 1 млн. км². Страна граничит на севере и северо-востоке с Бразилией, на юго-востоке с Парагваем, на юге с Аргентиной, на юго-западе и западе с Чили и Перу.

Основное богатство боливийских недр — руды, а также нефть и газ. Месторождения серебряных руд Серро-Рико в Потоси считаются одними из крупнейших в мире.

Первым геологом — исследователем Боливии — был А. Д'Орбиньи, посетивший в 1826—1832 гг. Анды и давший прекрасное описание отложений и фауны ордовика, девона и перми. Например, вид *Cruziana* sp. был назван им в честь первого президента Боливии Хосе Антонио де Санта-Крус. Поиски рудных месторождений на научной основе были начаты приблизительно в двадцатых годах текущего столетия, нефтяных — в тридцатых годах. В 1973 г. было получено 17 млн. баррелей * нефти, добыча которой продолжает возрастать.

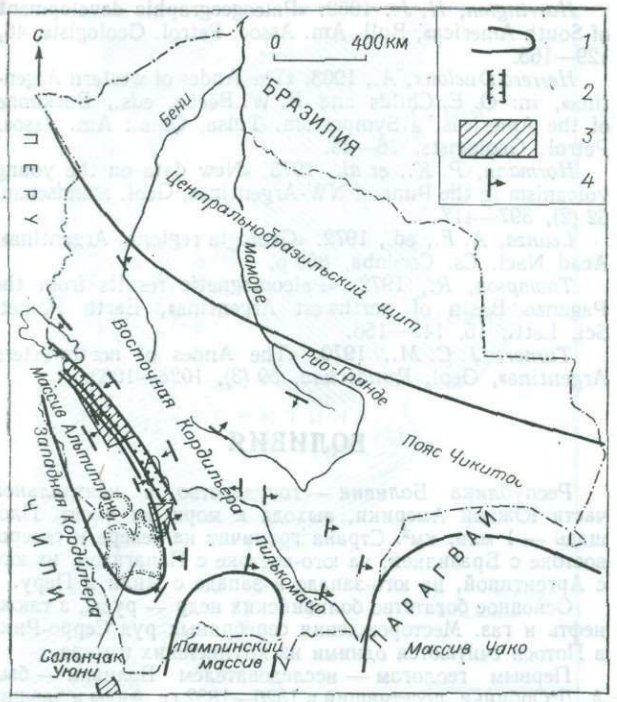
Около 75% поступлений иностранной валюты Боливия получает за счет экспорта минерального сырья, особенно руд металлов (30 тыс. т в 1970 г.). Важное значение оловянной руды для боливийской экономики может быть продемонстрировано следующими цифрами (за один последний год), млн. дол.: доход от экспорта оловянной руды — 93, прочих полезных ископаемых (серебро, свинец, медь, золото, вольфрам, цинк, сера) — 35.

Геотектоническое и геоморфологическое районирование

Боливия расположена в центральной зоне Андийской горной системы. Часть ее территории занимает юго-западная окраина Центральнобразильского щита. С востока на запад выделяются следующие основные структурные элементы (рисунок): Центральнобразильский щит; складчатые и нарушенные разрывами горы Восточной Кордильеры, частично надвинутые на юго-западный край Бразильского щита; пред- или раннеандийский гранитоидный массив Альтиплано, служивший жестким упором для андийских складок; цепь молодых вулканов Западной Кордильеры, по которым проходит граница Боливии и Чили.

Геоморфологическое районирование территории Боливии почти полностью соответствует тектоническому. Восточные равнины Боливии заняты бассейнами Амазонки и Параны. Эти реки характеризуются активным врезанием,

* 1 нефтяной баррель равен приблизительно 159 л или 0,127 т. — *Прим. пер.*



Тектоническая карта Боливии.
1 — массивы; *2* — грабен; *3* — участки развития соляных диапиров; *4* — основные простирания складок.

особенно в пределах Восточной Кордильеры, а также центрального плоскогорья Альтиплано (с высотами до 3800 м), расположенного между Западной и Восточной Кордильерами. Несмотря на активный врез, Альтиплано еще имеет бессточную речную систему с р. Десагуадеро, вытекающей из оз. Титикака и впадающей в солончаковое оз. Поопо. Западная Кордильера на территории Боливии представляет собой эрозионный край плоскогорья, вдоль которого расположен ряд молодых вулканов.

Геологическая характеристика

Геология боливийской части Центральнобразильского щита практически не изучена. Геологическое строение складчатого пояса Чикитос с раннепалеозойским железорудным месторождением Мутун в районе Корумбы было описано Г. Шамо [Chamot G. A., 1963].

В разрезе Боливийских Анд выделяются мощные нижнепалеозойские и верхнепалеозойско-юрские, а также верхнемеловая и третичная толщи, преимущественно красноцветные. Имеются доказательства по меньшей мере о двух палеозойских оледенениях: 1) в районе границы отложений ордовика и силура обнаружены тиллиты Сапла, обломочный материал которых представлен гранитами массива Альтиплано; 2) находки каменноугольных гондванских тиллитов, сформировавшихся из кластического материала, поступившего, по крайней мере частично, из района Риоха на северо-западе Аргентины. Боливийское гондванское оледенение завершилось перед трансгрессией вольфкемпских известняков Копакабана.

Основные орогенические фазы в Боливийских Андах проявились в позднем девоне, позднем триасе, а также в позднетретичный и четвертичный периоды. Восточная Кордильера отделена от блока Альтиплано разломом Конири-Копакабана, по которому произошел надвиг блока на расстояние 10 км в западном направлении. Этот разлом вероятно, был активен в мезозое и в третичном периоде. В западном, опущенном, крыле развиты неогеновые или четвертичные соляные диапиры; соль, по-видимому, имеет пермский возраст. Воздымание Анд происходило главным образом в плиоцене и плейстоцене. Вблизи Ла-Паса обнаружены свидетельства 200-метрового постгляциального (голоценового) дифференцированного поднятия. Газоносная структура Булобуло в районе Санта-Крус в настоящее время испытывает воздымание, изменяя тем самым направление течения р. Ичило [Lohmann H. H., 1970].

Намечаются следующие этапы магматической активности, сопровождающиеся рудообразованием: 1) предсилурийский (граниты Альтиплано); 2) позднетриасовый (граниты и гранодиориты Восточной Кордильеры, особенно в пределах Кордильеры-Реаль, к востоку от Ла-Паса, с оловоносным оруденением); 3) миоцен-плиоценовый (вулканиты).

Перекрытие вулканическими образованиями третьего этапа магматизма гранитов и гранодиоритов второго этапа привело к образованию олово-серебряной формации гибридного характера и двухфазного генезиса: триасового и миоцен-плиоценового.

Полезные ископаемые

Олово, серебро, сурьма. Касситерит добывается в районе Оруро-Потоси, где оловянное оруденение приурочено к контакту палеозойских осадочных пород с третичными латитами. Кроме того, поисково-разведочные работы концентрируются вдоль осей складок, возникших в позднетретичных риолитах.

В Колаби-Канутильос, близ Потоси, в толщах мезозойских красноцветов обнаружены породы с содержанием так называемого «деревянного олова», возможно свидетельствующего о конседиментационной минерализации. В небольших количествах добывают также переотложенный касситерит из четвертичных россыпей. При разработке месторождений олова в качестве побочного продукта извлекаются руды серебра и сурьмы. В рудном поясе Кордильера-Реаль, к востоку от Ла-Паса, олово обычно ассоциирует с вольфрамитом.

Свинец, цинк. На руднике Матильда, к северо-востоку от оз. Титикака, разрабатываются богатейшие галенитовые и сфалеритовые залежи. Они, по-видимому, связаны с раннепалеозойскими известковыми алевролитами.

Медь. Широко известные месторождения самородной меди, халькозина и малахита Корокоро и Чакарилья обнаружены в третичных красноцветах Альтиплано. Эти залежи, по всей вероятности, образовались в результате ионного обмена между соляными рассолами (связанными с упомянутыми выше диапирами), несущими ионы меди, и углеводородными газами. В районе р. Десагуадеро, на южном берегу оз. Титикака, халькозин и малахит сформировали структуры обрастания вокруг реликтов третичных растений и асфальтитов.

Золото. Основная добыча золота связана с россыпями в плиоценовых и плейстоценовых отложениях (Кангальи) речных террас восточного склона Анд, к востоку от Ла-Паса (Йани, Теопонте).

Железо. Вблизи Мутун-Корумба, на боливийско-бразильской границе, имеются крупные, в настоящее время еще не разрабатываемые залежи осадочных железных руд предположительно кембрийского возраста.

Горючие ископаемые (углеводороды). В Боливии нет угольных залежей, если не считать нескольких локальных угольных пластов в гондванском разрезе у оз. Титикака.

Добыча нефти в Боливии становится важным фактором экономики. Запасы ее оцениваются в 3,6 млн. т нефти и 142 млн. м^3 природного газа. В настоящее время очень небольшие количества нефти и газа экспортируются в со-

седние страны. Нефть и газ добываются в районе восточной части Субандийского передового хребта, между Санта-Крус и Бермехо (на границе с Аргентиной). Главные продуктивные отложения — нижнепалеозойские глинистые сланцы, иногда мезозойские известняки. Коллекторские породы — девонские песчаники, каменноугольные междледниковые песчаные пласты, а также верхнемезозойские песчаники и песчанистые известняки. На известном месторождении Камири нефтеносная структура (купол меридионального простирания) приурочена к палеозойской поднадвиговой толще. Одновозрастные породы надвинутой части разреза не продуктивны.

Перспективы нефтегазоносности связываются с передовыми хребтами от Санта-Крус до перуанской границы и частично с депрессией Альтиплано. На перуанском берегу оз. Титикака нефть добывалась на месторождении Пирин (близ Пуно); в настоящее время оно выработано. Палеозой, юра и мел Альтиплано содержат как продуктивные, так и коллекторские пласты. Покрышкой может служить соль предположительно пермского возраста.

Г. Лохманн

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ahlfeld, F., 1967. «Metallogenetic epochs and provinces of Bolivia», Mineral. Deposita (Berlin), 2, 291—311.

Ahlfeld, F., 1970. «Zur Tektonik des andinen Bolivien», Geol. Rundschau, 59 (3), 1124—1140.

Chamot, G. A., 1963. «Esquisse géologique de la plateforme du bouclier Bresilien dans l'Oriente de Chiquitos, Bolivie», Eclog. Geol. Helv., 56, 817—851.

Helwig, J., 1972. «Stratigraphy, sedimentation, paleogeography, and paleoclimates of Carboniferous («Gondwana») and Permian of Bolivia», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (6), 1008—1033.

Lohmann, H. H., 1970. «Outline of tectonic history of Bolivian Andes», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 54, 735—757.

Radelli, L., 1966. «New data on tectonics of Bolivian Andes from a photograph by Gemini 5 and field knowledges», Travaux Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, 42, 237—261.

Turneaure, F. S., 1960. «A comparative study of major ore deposits in Central Bolivia», Econ. Geol., 55 (2), 217—254; 55 (3), 574—606.

БРАЗИЛИЯ

Бразилия занимает восточную и центральную части Южноамериканского материка. Площадь ее составляет 8,5 млн. км², 36% которой сложено докембрийскими породами, образующими кристаллические плоскогорья и несколько горных хребтов. Осадочные породы (23% площади) слагают обширные плато, расположенные между участками развития докембрийского щита. Остальная часть территории (41%) занята низменностями и равнинами с абсолютными отметками менее 200 м.

За исключением небольших участков, исследовавшихся с хозяйственными целями или подвергавшихся детальному картированию, геологическое строение Бразилии изучено лишь рекогносцировочно, что обусловлено размерами страны и немногочисленными кадрами геологов.

Геоморфологическое районирование

Рельеф Бразилии характеризуется ярко выраженной монотонностью, несмотря на обширность территории, а также небольшими абсолютными высотами. Около 41%



Рис. 1. Геоморфологические подразделения Бразилии. По данным А. Аб'Сабера [Ab' Sáber A. N., 1968].

а — горные хребты, *б* — уступы; *в* — четвертичные отложения; *г* — границы провинций. *I* — Гвианское плоскогорье; *II* — Амазонские равнины и низменности (Амазония); *III* — Бразильское плоскогорье (*1—5* — плато: *1* — Центральное, *2* — Южное, *3* — Северо-Восточное, *4* — Восточное и Юго-Восточное, *5* — Мараньян-Пияул); *IV* — равнина Пантанал; *V* — Приатлантические равнины и низменности; *VI* — плато Уругвай—Риу-Гранди-ду-Сул.

площади расположено на отметках ниже 200 м и лишь 3% — выше 900 м; 17% территории занято низменными эрозионными поверхностями и педипленами с абсолютными отметками от 200 до 300 м. Территории с высотами более 600 м (15% площади) связаны с двумя типами структур: 1) с участками щита, испытавшими региональное воздымание, и 2) с межкратонными осадочными бассейнами и базальтовыми плато, приподнятыми одновременно со щитом в результате послемеловых эпейрогенических движений.

А. Аб'Сабер [Ab'Sáber A. N., 1968] выделяет на территории Бразилии шесть геоморфологических провинций: 1) Гвианское плоскогорье; 2) Бразильское плоскогорье; 3) плато Уругвай — Риу-Гранди-ду-Сул; 4) Приатлантические равнины и низменности; 5) Амазонскую низменность (Амазония); 6) равнину Пантанал (рис. 1). Обширное Бразильское плоскогорье в свою очередь подразделяется на: 1) Центральное плато, объединяющее участки как кристаллических, так и осадочных плато (шапад *, чападас и чападуэс; например, Ронкадор и Парекис); 2) Южное плато с обширными площадями развития осадочных пород и базальтовых покровов; 3) плато Мараньян-Пияуи, соответствующее приподнятому седиментационному бассейну Парнаиба; 4) Северо-Восточное плато, представленное кристаллическими породами и изолированными участками осадочных шапад; 5) Восточное и Юго-Восточное плато — более сложно построенную гористую часть Бразильского плоскогорья, включающую хребты, сложенные кристаллическими породами, сбросовые уступы, рифтовые долины и т. д.

---

* Шапады (от браз. chapada, chapadões — возвышенная местность) — это слово не имеет строгого значения, его используют для обозначения и высоких плато, и низких хребтов. — *Прим. пер.*

Наиболее высокие горы Бразилии: пик Неблина (3014 м); пик Бандейра на границе штатов Минас-Жерайс и Эспириту-Санту (2890 м); гора Рорайма на границе территории Риу-Бранку с Венесуэлой и Гайаной (2875 м); пик Крузейрос на границе штатов Минас-Жерайс и Эспириту-Санту (2861 м); пик Кристал в штате Минас-Жерайс (2798 м); гора Агульяс-Неграс между штатами Минас-Жерайс и Рио-де-Жанейро (2787 м).

Крупнейшие реки Бразилии: Амазонка (с притоками) и Сан-Франсиску. Реки бассейна Амазонки дренируют 56% площади страны и обладают запасами гидроэнергии, составляющими около 4,4 млн. л. с. У г. Обидус расход реки составляет 0,1 млн. м³/с. Знаменитый водопад Паулу-Афонсу с крупнейшей одноименной гидроэлектростанцией расположен на р. Сан-Франсиску. Бассейн р. Параны дренирует около 10% площади Бразилии и дает большую часть ее гидроэлектроэнергии. В этом бассейне расположены наиболее крупные водопады Гуайра, или Сети-Кедрас, и 70-метровый водопад Игуасу. По гидроэнергетическому потенциалу Бразилия занимает 4-е место в мире.

Структурная характеристика и тектоническое районирование

С раннего кембрия осадконакопление и тектоническое развитие Бразилии обусловливались уже существовавшими к этому времени следующими главными структурными элементами: кратоном, внутри- и перикратонными прогибами (рис. 2).

Гвианский, Центральнобразильский и Уругвайский щиты представляют собой устойчивые, приподнятые и слабо деформированные кратонные структуры. Центральнобразильский щит — обширное неоднородное образование, включающее несколько тектонических регионов со своими особенностями. Кратоны не подвергались локальным воздействиям складчатости с силурийского периода. Однако они испытали сводово-глыбовые движения и разрывные нарушения. На рис. 2 показано положение главных осей сводовых поднятий, крупных разломов, рифтовых долин и внутрикратонных прогибов. Впадины (синеклизы) Амазонская, Парнаиба, Сан-Франсиску и Парана — это полуустойчивые, испытавшие слабое прогибание регионы, расположенные между кратонными участками и наложенные на более древние геосинклинали.

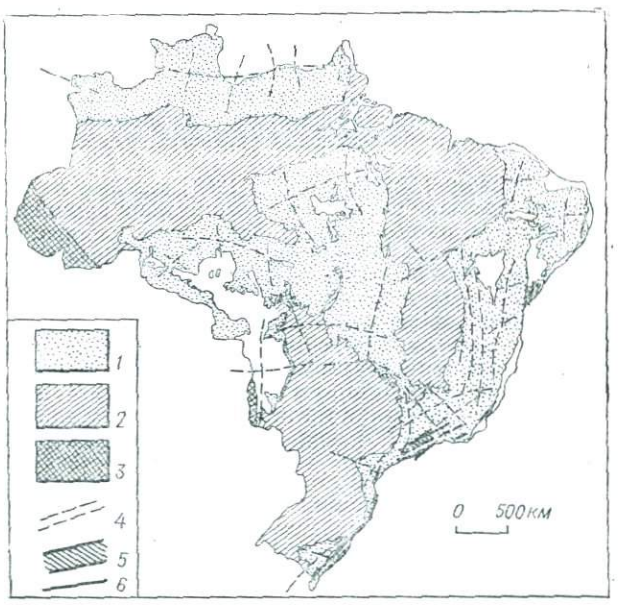


Рис. 2. Палеотектоническая карта Бразилии. По данным Дж. Бигарелла и А. Аб'Сабера [Bigarella J. J., Ab' Sàber A. N., 1964].

1 — кратон; 2 — внутрикратонные впадины; 3 — перикратонный прогиб; 4 — оси сводовых поднятий; 5 — рифтовые долины; 6 — разломы.

Только небольшая часть Центральнобразильского щита (равнины Акре и Пантанал) представляет собой слегка отрицательный, слабо подвижный, полуустойчивый перикратонный участок Южной Америки. Именно такие перикратонные участки, расположенные между кратоном и орогенным поясом Анд, характеризуются системами крупных разломов и интенсивным позднекайнозойским осадконакоплением. Андийские складки протягиваются лишь до западной части равнины Акре.

В докембрии доминирующим геологическим образованием была геосинклиналь Эспиньясу, в которой накопилась толща верхнедокембрийских обломочных и хемогенных осадочных пород мощностью несколько тысяч метров, включающая широко известные железорудные залежи. Недавние исследования Г. Розье и Г. Эберта в штате Рио-де-Жанейро позволили предположить, что район гор Серра-ду-Мар по своему строению аналогичен центральной части крупной ортогеосинклинали альпийского типа — геосинклинали Параиба.

Согласно данным Г. Эберта [Ebert H., 1970], низы среднедокембрийской серии Риу-дас-Вельяс подверглись воздействию значительного онтарийского орогенеза, сопровождавшегося интрузиями гранитов, пегматитов (1,1 млрд. лет), диоритов, основных и ультраосновных пород, предшествовавшими накоплению верхней формации серии Риу-дас-Вельяс. Отложения, слагающие геосинклиналь Эспиньясу (поздний докембрий), образовались под воздействием по меньшей мере двух орогенических фаз. Интрузивный цикл имел место 400—600 млн. лет назад. В течение докембрия происходило постепенное ослабление интенсивности орогенеза в направлении от прибрежного региона к внутренним областям. Ф. Рюлан [Ruellan F., 1953] выделяет в бразильском докембрии четыре главных направления структур: 1) бразильское (северо-восточное до север-северо-восточного); 2) карибское (северо-западное); 3) сан-франсиску (меридиональное); 4) амазонское (широтное). Накопление осадков, слагающих серию Лаврас, началось после фазы диастрофизма, которую по результатам преобразований можно сравнить с пенокской «революцией».

Начало палеозоя или даже конец докембрия характеризовались внедрением экструзивных риолитовых лав в Амазонской впадине и в восточном борту впадины Парана. В районе плато Риу-Гранди-ду-Сул проявился интенсивный андезитовый вулканизм, продукты которого в ассоциации с континентальными осадками образовали серию Камакуа (ранний палеозой). Таконская орогеническая фаза охватила, по-видимому, несколько районов Бразилии. Однако корреляция сильно затрудняется как наличием немой толщи, подвергшейся тектоническому воздействию, так и отсутствием определений абсолютного возраста.

В рэтском веке также отмечался интенсивный вулканизм. Через многочисленные разрывы северо-западного простирания, фиксируемые сейчас дайками, извергались базальтовые лавы. Частичная дифференциация магмы привела к формированию щелочных и ультраосновных вулканитов (серии Посус-ди-Калдас и Араша в штате Минас-Жерайс, Лайес в штате Санта-Катарина и т. д.). На нескольких участках на северо-востоке Бразилии и на океанических островах Фернанду-ди-Норонья и Триндади развиты постмеловые потоки базальтовых лав.

История геологического развития

Докембрий. Докембрийские породы образуют кратонные участки. На протяжении большого отрезка времени после позднего докембрия они не заливались морем, лишь в некоторых местах претерпевали опускания в связи с формированием разломов на различных этапах своего развития (рис. 3).

Докембрий в Бразилии называют «кристаллическим комплексом» и обычно разделяют на архей и альгонк * в зависимости от степени метаморфизма. Долгое время осуществить более детальное расчленение и корреляцию докембрия не удавалось, так как критерии, основанные на степени метаморфизма, крайне неточны. Большую трудность создавало глубокое выветривание, в результате которого формировались реголиты, маскировавшие взаимоотношения пород. Гранито-гнейсовые образования часто считались архейскими, в то время как эпиметаморфические образования относили к альгонку. Однако в 50-х годах от такого подхода полностью отказались и после детального изучения их выходов в районах Минас-Жерайс и Рио-де-Жанейро стали расчленять этот сложный комплекс на нижне-, средне- и верхнедокембрийский.

Несмотря на широкое распространение, нижнедокембрийские отложения в Бразилии изучены плохо. Многие участки их развития, ранее относившиеся к нижнему докембрию, в действительности, невзирая на высокую степень метаморфизма слагающих пород, оказались верхнедокембрийскими. Это в особенности относится к отложениям восточной части Центральнобразильского щита. Нижнедокембрийские гнейсы представлены серией Мантикейра.

В среднем докембрии на территории, занятой ныне впадинами Парана, Сан-Франсиску и Парнаиба, располагалась эвгеосинклиналь северо-восточного простирания. Слагающие ее отложения подверглись интенсивной складчатости, были метаморфизованы, частично гранитизированы и интрудированы гранитными телами. Среднедокембрийские породы слагают серию Риу-дас-Вельяс (рис. 4).



Рис. 3. Геологическая карта Бразилии. По данным А. Ламего [Lamego A. R., 1960].
1 — кайнозой; *2* — мезозой; *3* — палеозой; *4* — докембрий.

В позднем докембрии в регионе снова отмечаются признаки геосинклинального развития. Сформировавшиеся здесь геосинклинальные отложения, несогласно перекрывающие серию Риу-дас-Вельяс, объединяются в минасскую серию и содержат железистые кварциты. К позднему докембрию также относится серия Итаколуми с ее широко известными «мягкими» кварцитами — итаколумитами. Эта серия отделена от нижележащей минасской угловым несогласием.

* Синоним протерозоя. — *Прим. пер.*

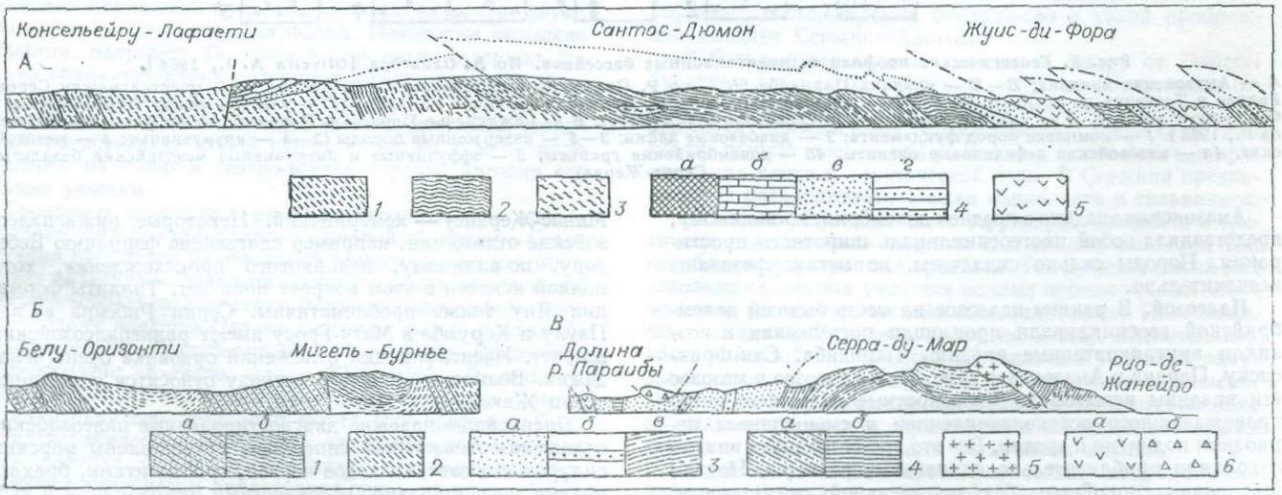


Рис. 4. Геологические профили областей развития докембрия между Рио-де-Жанейро и Белу-Оризонти. По А. Оливейра [Oliveira A., 1956].
А — разрез докембрия: *1* — среднего (доминасская серия); *2* — нижнего (гнейсы серии Мантикейра); *3* — нерасчлененного; *4* — верхнего (*а—в* — серия Макаубас: *а* — филлиты, *б* — известняки Бароссо, *в* — породы группы Карандаи и Параиба; *г* — «мягкие» кварциты серии Итаколуми); *5* — тектонический покров неустановленного возраста (чарнокиты Жуис-ди-Фора). *Б—В* — разрезы докембрия: *1* — нижнего (*а* — парагнейсы и ассоциированные с ними гранитоиды послеминасского возраста, *б* — гнейсы минасской серии — несогласие); *2* — среднего (доминасская серия); *3* — нижние тектонические покровы верхнего (*а* — плагиоклазовые и брекчированные гнейсы, *б* — кварциты, *в* — мергели); *4* — то же, нижнего (*а* — гранито-гнейсы, *б* — гнейсы и амфиболиты); *5* — посттектонические граниты; *6* — верхние тектонические покровы неустановленного возраста (*а* — гранито-гнейсы Клиппен, *б* — чарнокиты Жуис-ди-Фора).

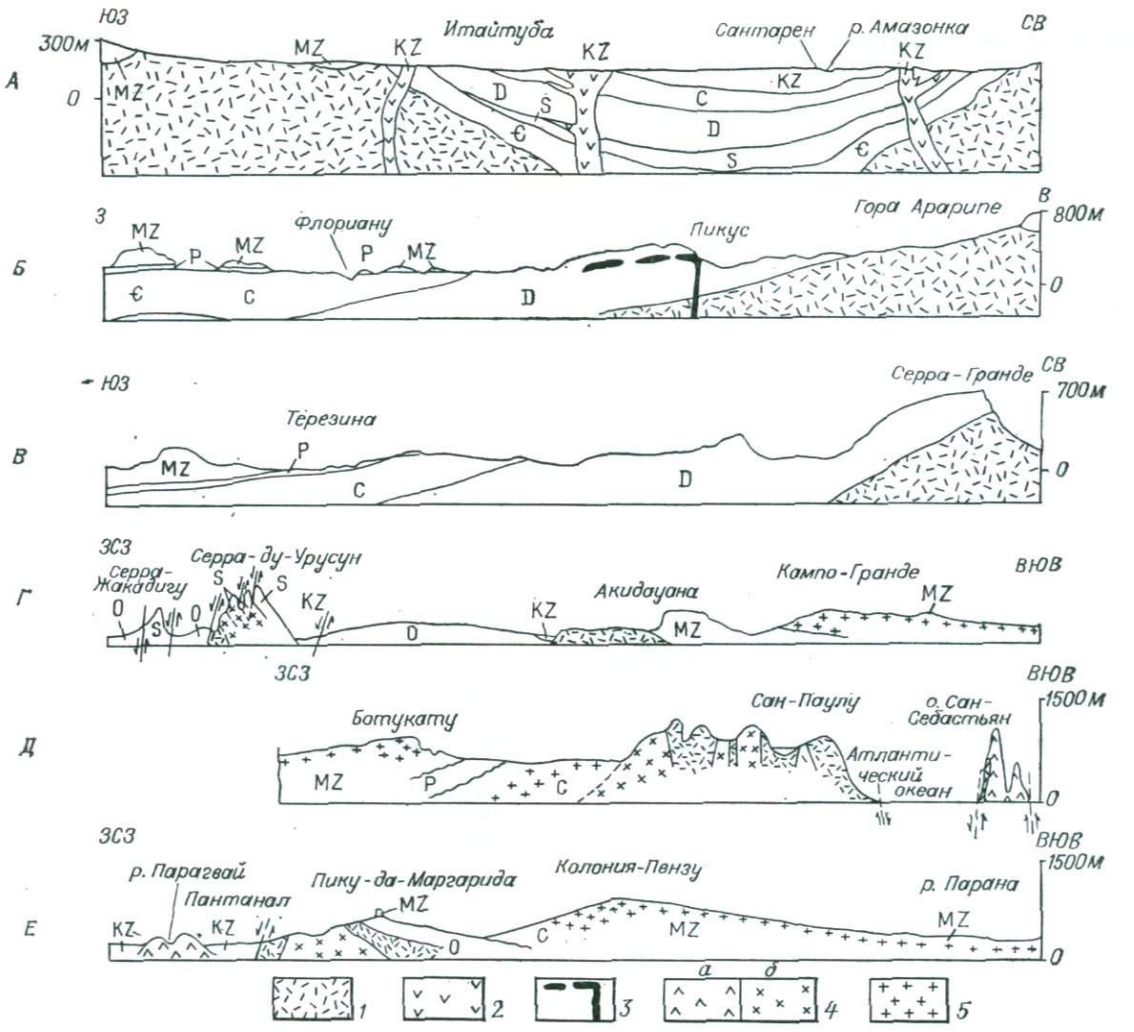


Рис. 5. Геологические профили седиментационных бассейнов. По А. Оливейра [Oliveira A. I., 1956].

А — Амазонская впадина; *Б—В* — впадина Парнаиба (*Б* — по Р. Плуммеру с дополнениями В. Кегеля, *В* — участка между Серра-Гранде и Терезина по В. Кегелю); *Г—Д* — впадина Парана по Ф. Альмейда [Almeida F., 1963] (*Г* — участок между Кампо-Гранде и Серра-ду-Жаказиго, *Д* — участок между о. Сан-Себастьян и Ботукату); *Е* — междуречье Параны и Парагвая по Ф. Альмейда [Almeida F., 1963]. *1* — комплекс пород фундамента; *2* — диабазовые дайки; *3—5* — изверженные породы (*3—4* — интрузивные: *3* — мезозойские, *4а* — мезозойские нефелиновые сиениты, *4б* — докембрийские граниты, *5* — эффузивные и интрузивные мезозойские базальты Серра-Жерал).

Амазонская впадина в позднем докембрии, по-видимому, представляла собой миогеосинклиналь широтного простирания. Породы сильно складчаты, но метаморфизованы незначительно.

Палеозой. В раннем палеозое на месте бывшей докембрийской геосинклинали произошли погружения и возникли внутрикратонные впадины Парнаиба, Сан-Франсиску, Парана и Амазонская (рис. 5). В палеозое и мезозое эти впадины испытывали многократные погружения, сопровождавшиеся осадконакоплением и сменявшиеся периодами поднятия и эрозии. Все это время площади впадин сохраняли приблизительно одинаковые размеры. Подъем был очень спокойным, без значительной складчатости, лишь с небольшими эпейрогеническими движениями. Тенденция впадин к слабому погружению в последующем уменьшилась. В раннем палеозое осадконакопление проходило преимущественно в морских, а в позднем — в континентальных бассейнах.

Полагают, что возраст серий Уатуман (в долине Амазонки) и Лаврас (развитой на территории штатов Баия и Минас-Жерайс) — кембрийский. Некоторые нижнепалеозойские отложения, например слагающие формацию Бебедору, по-видимому, ледникового происхождения, хотя полной ясности в этом вопросе пока нет. Тиллиты формации Япу также проблематичны. Серии Рибейра в Сан-Паулу и Корумба в Мату-Гросу имеют раннепалеозойский возраст. Идентификация отложений ордовика очень ненадежна. Возможно, к этому периоду относятся отложения серии Жакадигу в Мату-Гросу.

Древнейшие надежно диагностированные палеозойские отложения Амазонской синеклизы представлены морским силуром с остатками ходов червей, граптолитами, брахиоподами, пелециподами, головоногими, остракодами и губками. Породы серии Бамбуи (Сан-Франсиску), обнажающиеся главным образом в районах Минас-Жерайс и Баия, ранее считались позднесилурийскими, но теперь уверенно относятся к докембрию.

На юге Бразилии, а также на территории штатов Мату-Гросу и Гояс древнейший фаунистически охарактеризованный палеозой представлен образованиями девона. До этого

периода в районах Риу-Гранди-ду-Сул и Санта-Катарина имелись ограниченные по размерам грабены, заполненные континентальными отложениями с эффузивами (например, серии Камакуа и Итажай).

Большая часть докембрийских отложений в начале девона представляла собой пенеплен, возможно сформировавшийся в гумидных условиях. Эти эрозионные поверхности были залиты трансгрессировавшим девонским морем, оставившим мощные толщи косослоистых песчаников и глин с ископаемыми остатками. Наиболее характерны для Амазонской впадины остатки ископаемых растений *Protosalvinia brasiliensis*. Другие окаменелости представлены брахиоподами, пелециподами, гастроподами, трилобитами и прочей фауной. Накопление девонских отложений впадины Парана связывалось некоторыми исследователями с полуледниковыми или ледниковыми условиями. Однако единственное, что может быть сейчас доказано, это возможное наличие холодноводной среды, подтверждаемой фаунистическим комплексом.

Этот этап сменился периодом регрессии и длительной эрозии суши, так называемым «гондванским» эрозионным циклом, широко распространенным в Южном полушарии. Серия Итаитуба в Амазонской впадине имеет каменноугольный возраст, в ней встречена характерная фауна *Productus*. Гондванские фации впадины Парана объединяются в «надгруппу» Санга-Катарина. Она начинается серией Тубаран, которую считают позднекаменноугольной. Низы этой серии представлены ледниковыми отложениями (тиллитами, варвитами, флювиогляциальными песчаниками и т. д.). Это часть ледниковых отложений, характерных для позднего палеозоя Южного полушария (Гондваны). Верхи серии Тубаран содержат главным образом послеледниковые отложения, хотя некоторые угленосные горизонты здесь переслаиваются с тиллитами. В этих отложениях хорошо представлена глоссоптерисовая флора.

Пермский разрез впадины Парана сложен породами серии Паса-Дойс, включающей битуминозные сланцы Ирати с руководящими ископаемыми *Mesosaurus brasiliensis*. Эти горючие сланцы — наиболее важный топливный ресурс Бразилии. Осадконакопление проходило в континентальных условиях, лишь изредка встречаются прослои солоновато-водных отложений. К концу перми заметно усиливается аридность климата. В породах встречена фауна эвридесм и глоссоптерисовая флора. Некоторые пермские формации, например Терезина и Серриньа, содержат довольно обильную фауну пелеципод, представленную автохтонными родами и видами.

Мезозой. В мезозое бóльшая часть бразильской территории представляла собой сушу, и только в мелу море вторглось на север и северо-восток страны, затопив отдельные участки.

Триасовые отложения имеют континентальное происхождение, они накапливались в аридной обстановке. Седиментация проходила на обширной территории во впадинах Парана и Парнаиба, захватив также значительные площади Центральнобразильского щита. Верхнетриасовая формация Санта-Мария впадины Парана содержит фауну рептилий, представленную *Rhynchocephalia*, *Dicynodontia*, *Cynodontia* и *Pseudosuchia*, а также флору *Thinnfeldia—Dicroidium*. Несмотря на то что распространение формации Санта-Мария ограничено пределами штата Риу-Гранди-ду-Сул, в стратиграфическом отношении этот район очень важен. Здесь развита формация Ботукату, сформировавшаяся в аридных условиях и являющаяся одним из крупнейших в мире мест захоронения ископаемых остатков пустынной фауны.

В рэте активно проявился вулканизм, впадина Парана покрыта несколькими обширными потоками базальтовых лав; мощность их в Порту-Эпитасиу (штат Сан-Паулу) составляет 1560 м. Эти образования сформировали наиболее крупный из известных в мире массивов вулканических пород, общая площадь которого достигает 1200 тыс. км^2. Вулканическая деятельность имела место также на севере Бразилии (район горы Рорайма) и во впадине Парнаиба. Как до, так и после излияния лав во впадине Парана преобладали аридные условия седиментации (рис. 6).

Меловые отложения, развитые на обширных площадях, накапливались в обстановке полузасушливого и влажного климата. Денудация приподнятых участков привела к формированию хорошо развитого пенеплена, представляющего собой одну из древнейших сохранившихся в Бразилии эрозионных поверхностей (поверхность Суммитар). Серия Бауру во впадине Парана имеет позднемеловой возраст и содержит фауну рептилий *Chelonia*, *Arcosauria* и *Titanosaurus*, а также остатки рыб, моллюсков и остракод. В северо-западной части штата Мату-Гросу в песчаниках серии Паресис обнаружена окремнелая древесина *Araucarioxylon* и *Cupressioxylon*. Апт-альбская трансгрессия, охватившая, по всей вероятности, всю восточную половину Бразилии, была кратковременной. Ее маломощные отложения подверглись почти полному уничтожению в ходе послемелового эпейрогенеза и эрозии. Вместе с тем часто встречающиеся останцы свидетельствуют о широких масштабах распространения этой трансгрессии. С ней связаны мощные гипсовые отложения Шапада-ду-Арарипи в западной части штата Пернамбуку. В туроне и маастрихте на обширные площади штатов Сеара и Риу-Гранди-ду-Норти распространилась морская трансгрессия. В штатах Параиба и Пернамбуку вскрыты морские отложения сенона.

С точки зрения перспектив нефтегазоносности и поисков других полезных ископаемых важную роль играют прибрежные краевые тафрогеосинклинальные впадины, выполненные меловыми осадками. Их образование связывается с периодом отделения Южноамериканского материка, начавшегося в раннем мелу 130 млн. лет назад, и раскрытия Южной Атлантики. В настоящее время разрезы упомянутых выше впадин и их африканских аналогов хорошо коррелируются. В этих краевых впадинах сосредоточена практически вся добыча нефти Бразилии. Основные эксплуатируемые месторождения размещены на территории штата Баия и приурочены к меридиональному грабену Реконкаву глубиной 4000 м; на севере к нему примыкают непродуктивные депрессии Тукану и Жатоба. Несколько нефтяных месторождений обнаружено в узкой прибрежной впадине Сержипи-Алагоас.

В большинстве краевых впадин к северу от Параны бурением либо геофизическими методами обнаружены соленосные отложения. Эти меловые соли, помимо того, что являются прекрасными структурными ловушками для нефти, служат сырьем для развития в штате Алагоас производства хлора и каустической соды. В Сержипи предполагается разрабатывать залежи карналлита и сильвинита.

Кайнозой. Бóльшая часть территории Бразилии в третичном периоде была поднята, и в течение кайнозоя там преобладали эрозионные процессы. Тем не менее целый ряд довольно обширных участков покрыт четвертичными отложениями (например, бассейн Амазонки, район Пантанала, север впадины Парнаиба и другие места). Значительная часть кайнозойских осадков накопилась в условиях полузасушливого климата, в период формирования пенеплена. Разрывные тектонические движения и эпейрогенические опускания обусловили образование в это время небольших грабенов и более обширных неглубоких впадин.

Наиболее важное стратиграфическое подразделение кайнозоя Бразилии — это серия Баррейрас, отнесенная к плиоцену и развитая в долине р. Амазонки. В ее отложениях обнаружены остатки гигантского ископаемого крокодила *Dinosuchus terror*, достигающего в длину 10 м. Отложения этой серии протягиваются почти вдоль всего Атлантического побережья Бразилии: от северных районов до штата Рио-де-Жанейро. В небольшом палеоценовом грабене Итабораи, у подножия гор Серра-ду-Мар, вблизи

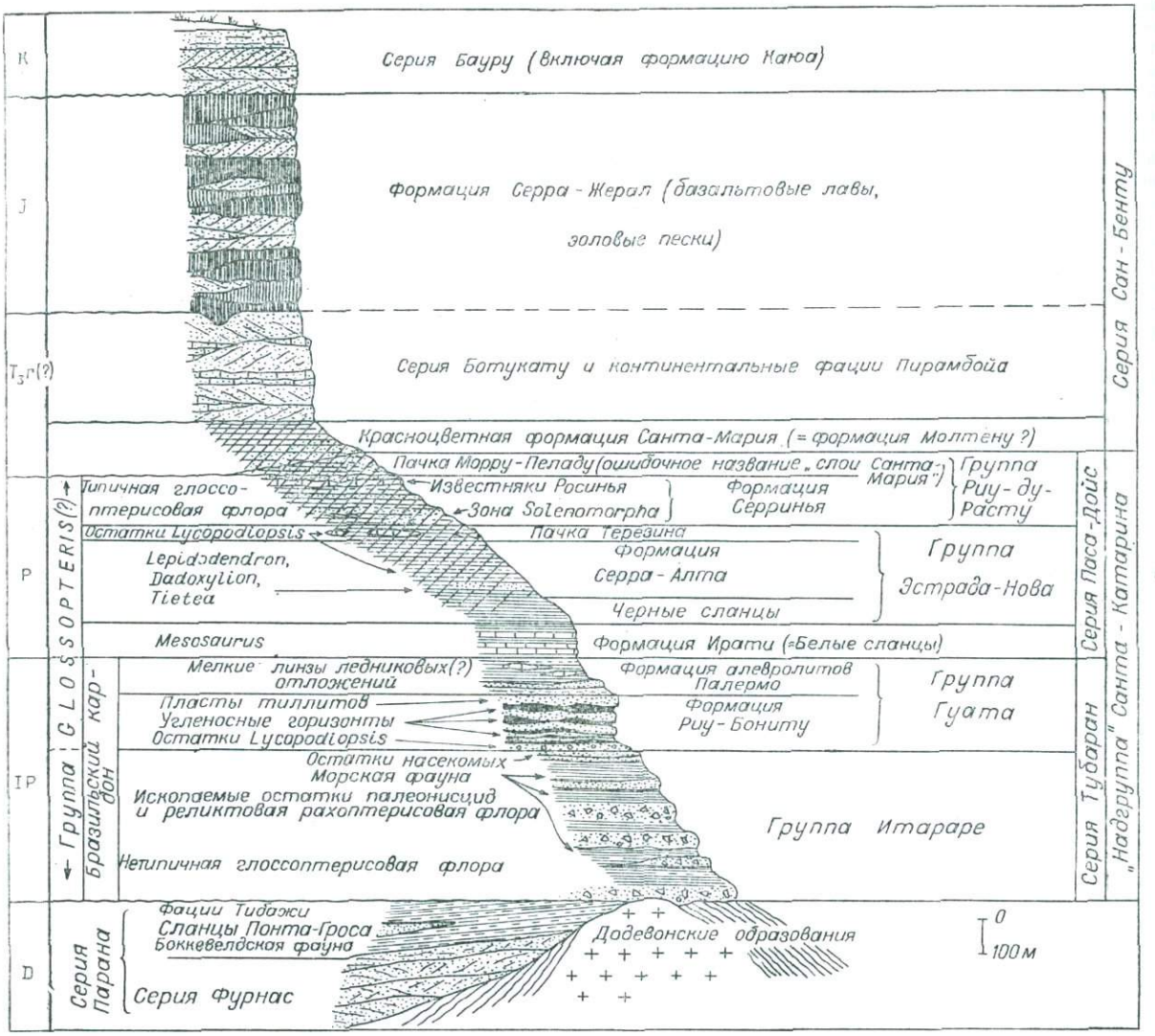


Рис. 6. Стратиграфическая колонка, иллюстрирующая гондванские формации Южной Бразилии [Caster K. E., 1952].
IP — пенсильваний.

Нитерои (штат Рио-де-Жанейро), обнаружена богатейшая фауна млекопитающих, рептилий и моллюсков, а также флора. Отложения небольших впадин Сан-Паулу и Куритиба считались плиоценовыми, но на самом деле они имеют по всей вероятности, плио-плейстоценовый или даже плейстоценовый возраст. Морские палеоценовые отложения установлены в прибрежном районе штата Пернамбуку, миоценовые — в штатах Пара и Пиауи.

Современный ландшафт сформировался преимущественно в кайнозое. Эрозионная фаза началась после образования мел-эоценового пенеплена, одна из коррелятивных толщ которого — серия Бауру. В раннетретичную эпоху поверхность выравнивания была приподнята, деформирована и нарушена разрывами, что привело к образованию кряжей Серра-ду-Мар, во многих местах представляющих собой сложную систему блоковых гор. После длительной эрозии в среднетретичную эпоху, по-видимому, в процессе пенепленизации развилась новая поверхность выравнивания, лишенная, однако, коррелятивных отложений. В Паране она известна под названием «поверхности Альто-Игуасо», в Сан-Паулу — «Палеогеновой поверхности». Еще один пенеплен сформировался к концу плиоцена или даже в раннем плейстоцене. В Паране он называется «поверхностью Куритиба»; соответствующие отложения, накопившиеся в полуаридной обстановке, установлены во впадине Куритиба.

В прибрежной полосе, а также во внутренних областях страны, от Риу-Гранди-ду-Сул до северо-востока Бразилии, обнаружены остатки плейстоценовых педиментов. Доказано, что их формирование протекало в продолжение более чем одного периода. Эти полуаридные этапы сопоставляются с временем развития плейстоценовых ледников, поскольку последние удается проследить вниз по долинам до соединения со следами низкого стояния уровня океана.

История осадконакопления

Стратиграфический разрез Бразилии отражает, в общем, шесть периодов морской седиментации, разделенных перерывами, которым соответствуют региональные несогласия.

1. Позднедокембрийская эрозионная поверхность: позднедокембрийские или кембрийские отложения.
2. Региональный эрозионный перерыв, недостаточно точно установленный стратиграфически: отложения силура — раннего карбона.
3. Среднекаменноугольный (намюрский) перерыв, региональное несогласие: позднекаменноугольная — пермская (гондванская) седиментационная фаза.
4. Триас и бо́льшая часть юры — период эрозии: раннемеловая (вельдская) седиментационная фаза (обширная зона осадков к северу от Баия).
5. Послевельдско-предаптское несогласие, прослеженное на обширной территории: апт-альбская седиментация на площади всей восточной половины Бразилии.
6. Позднемеловое — третичное несогласие: третичная седиментация.

В периоды регрессий моря во внутрикратонных впадинах происходило интенсивное накопление континентальных отложений. Схематический разрез, отражающий изложенные выше представления, составлен К. Кастером [Caster K. E., 1952] (рис. 6).

В кайнозое ритмично чередовались полуаридные и гумидные условия. В это время произошел активный эпейрогенический подъем, фиксируемый несколькими эрозионными поверхностями. Тропические гумидные фазы были, вероятно, очень теплыми. Полуаридные этапы отличались, скорее всего, более холодным режимом.

Полезные ископаемые

Более трех столетий в Бразилии велись поиски золота и драгоценных камней. К концу XIX в. в результате активной деятельности нескольких геологических организаций началась промышленная разведка руд, достигшая большой интенсивности ко времени второй мировой войны. Были выявлены запасы железных (20 млрд. т) и марганцевых руд (17 млн. т), разведаны месторождения угля, нефти, радиоактивных минералов. Тем не менее значительная часть горных работ все еще осуществляется золотоискателями — «гаримпейрос», занимающимися поисками алмазов, золота, берилла, шеелита, горного хрусталя, танталита, рутила и драгоценных камней. Кроме того, в современных шахтах и рудниках добывают уголь, гематит, марганец и т. д. Такие минералы, как андрадит, арроядит, аскориалит, таворит и флоренсит, были названы именами изучавших их минералогов, некоторые из них были бразильцами. Несмотря на недостаточную изученность минерального сырья, страна занимает одно из первых мест в капиталистическом мире по запасам высокосортных железных руд и в состоянии сейчас удовлетворить 10% мировых потребностей в рудах марганца и вольфрама, 70—80 в берилле, 70—90 в тантале, 40—50 в монаците с высоким содержанием тория, 99 в горном хрустале, 40—50 в высококачественной слюде и 100 — в чистом цирконе.

Минеральное сырье распределено по площади неравномерно. Некоторые минералы распространены широко, иногда образуют значительные скопления. Кроме упоминавшихся выше к ним относятся арсенопирит, кобальтовая охра (асболан), колумбит, гарниерит, сподумен, шеелит, магнезит, кальцит, доломит, барит, гипс. Такие минералы, как монацит, хромит, боксит, рутил и «амиантус» (хризотил-асбест) встречаются в более ограниченных количествах, достаточных, впрочем, для удовлетворения потребностей страны в этих рудах.

Пенсильванские угли, добываемые в шахтах Санта-Катарина, Риу-Гранди-ду-Сул и Парана, высокозольные, сернистые и недостаточно хорошо коксуются. Однако добыча угля в Бразилии увеличивается. Запасы его оцениваются в 500 млн. т. После 1954 г. на предприятиях контролируемой государством фирмы «Петробраз» сильно возросла добыча нефти, запасы которой сосредоточены в пределах грабена Реконкаву (штат Баия). Выявлено также несколько перспективных впадин на акватории Атлантического побережья. В 1973 г. было добыто всего 63 млн. баррелей (8,5 млн. т) нефти.

Бразилия располагает вторыми по величине в мире — после США — запасами горючих сланцев. Крупнейшие потенциальные запасы нефти связаны с битуминозными сланцами Ирати в пермских отложениях на юге Бразилии, а также с плио-плейстоценовым грабеном Тремембе, расположенными между Сан-Паулу и Рио-де-Жанейро.

Ж. Бигарелла

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ab'Sáber, A. N., 1968. «O relevo brasileiro e seus problemas», in: A. de Azevedo, ed., Brasil-a Terra e o Homem, Colecão Brasiliana, vol. 1, 2nd ed. São Paulo: Cia Ed. Nacl., 135—218.

Almeida, F. F. M. de, 1963. «Os fundamentos geologicos», in: A. de Azevedo, ed., Brasil-a Terra e o Homem. Colecão Brasiliana, vol. 1., São Paulo: Cia Ed. Nacl., 55—120.

Almeida, F. F. M. de, Ruy Derze, G., Vinha, G. A. G. da, 1972. Mapa Geologico do Brasil, 1 : 5 000 000. Rio de Janeiro: Dept. Nacl. Prod. Mineral., Minist., Minas e Everg.

Beurlen, K., 1970. Geologie von Brasilien. Berlin: Gebr. Borntraeger, 444 p.

Caster, K. E., 1952. «Stratigraphic and paleontologic data relevant to the problems of Afro-America migration during the Paleozoic and Mesozoic», Bull. Am. Museum Nat. Hist., 99 (3), 105—152.

Ebert, H., 1970. «The Precambrian geology of the Borborema Belt (states of Paraiba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces», Geol. Rundschau, 59 (3), 1292—1326.

Ferreira, E. O., 1972. Carta tectonica do Brasil, 1 : : 5 000 000, vol. 1. Rio de Janeiro: Dept. Nacl. Prod. Mineral. Minist. Minas e Energ., 19 p.

Jones, F. O., 1973. «Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras escarpment, Brazil», U. S., Geol. Surv. Prof. Pap., 697, 42 p.

Lamego, A. R., 1960. Mapa Geologico do Brazil. Rio de Janeiro: Dept. Nacl. Prod. Mineral.

Meister, E. M., Aurich, N., 1972. «Geologic outline and oil fields of Sergipe Basin, Brazil», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 56 (6), 1034—1047.

Oliveira, A. I., 1956. «Brazil», Geol. Soc. Am. Mem., 65, 1—62.

Ruellan, F., 1953. O escudo Brasileiro e os dobramentos de fundo, Rio de Janeiro: Univ. Brazil., Fac. Nacl. Fil. Curso de Espec. em Geomorfologia.

Trendall, A. F., 1968. «Three great basins of Precambrian banded iron-formation: a systematic comparison», Bull. Geol. Soc. Am., 79, 1527—1544.

Tugarinov, A. I., Bibikova, E. V., 1971. «Geochronology of Brazil», Geochem. Intern., 8 (4), 495—503.

ВЕНЕСУЭЛА

Венесуэла — государство у северного побережья Южной Америки, омываемое водами Карибского моря и Атлантического океана. Граничит на западе и юго-западе с Колумбией, на юге и юго-востоке — с Бразилией, на востоке — с Гайаной. На восточном продолжении структур Венесуэлы расположен о. Тринидад, отделенный от материка мелководным зал. Пария. Своими очертаниями на карте Венесуэла напоминает слегка укороченную букву «Т» с размерами 1400×1150 км. Общая площадь страны 912 тыс. км².

Главное богатство недр Венесуэлы — ее нефтяные месторождения. Нефтепроявления здесь были известны еще

со времен испанских завоевателей, однако разработка залежей началась только после первой мировой войны. Металлы добываются в очень небольшом количестве, за исключением железа. Легкодоступные месторождения высокосортных железных руд эксплуатируются с 1950 г. С незапамятных времен примитивными методами разрабатывались золотые россыпи, а с 20-х годов текущего столетия из тех же отложений начали извлекать алмазы. Коренных месторождений золота и алмазов не обнаружено.

Геолого-геоморфологическое районирование

На территории Венесуэлы развиты самые разнообразные типы ландшафтов: от прибрежных болот до снежных вершин, от тропических джунглей до бесплодных пустынь. Их расположение тесно связано с особенностями геологического строения региона (рис. 1, 2).

Главные горные системы страны — Венесуэльские Анды на северо-западе и Карибские горы (Карибские Анды) на северо-востоке. Обе горные цепи приблизительно параллельны друг другу, хотя в структурном отношении они совершенно различны. Венесуэльские Анды представляют собой массивно-глыбовые горы, в то время как Карибские образовались в результате процессов сжатия и осложнены складчатыми текстурами и надвигами.



Рис. 1. Морфоструктурные провинции северной и центральной частей Венесуэлы.

Структуры: *I—V* — впадины (*I* — Маракайбо, *II* — Фалькон, *III* — Баринас, *IV* — Восточно-Венесуэльская, *V* — Туй-Карьяко); *VI* — свод (вал) Эль-Бауль; *VII* — Гвианское плоскогорье (Гвианский щит); *VIII—X* — горы (*VIII* — Венесуэльские Анды, *IX* — Карибские Анды, *X* — Сьерра-де-Периха).

К северо-западу от Венесуэльских Анд расположена глубокая межгорная впадина Маракайбо, центральную часть которой занимает одноименное обширное и мелководное озеро. На западе эта депрессия обрамляется

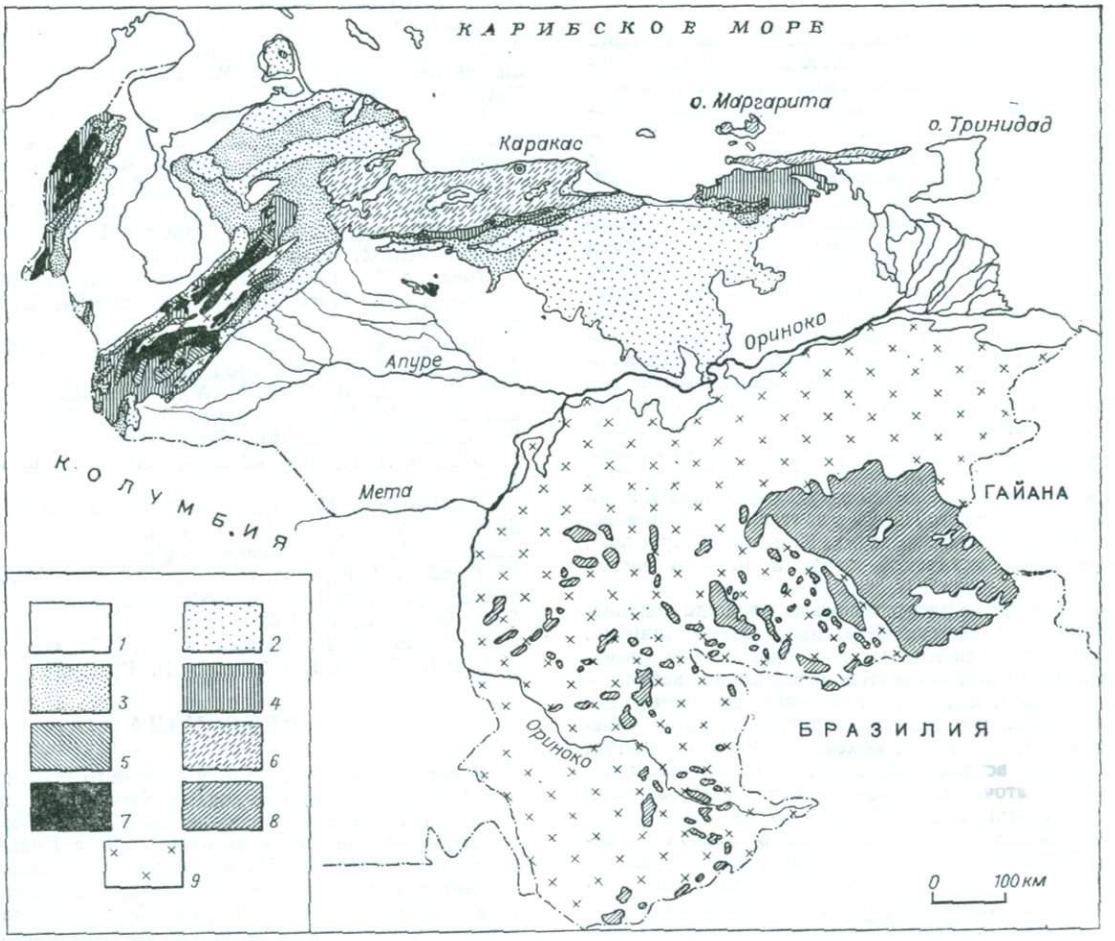


Рис. 2. Геологическая карта Венесуэлы.

Отложения: *1* — четвертичные; *2* — неогеновые (миоцен-плиоценовые); *3* — палеогеновые (палеоцен-эоцен-олигоценовые); *4* — меловые; *5* — триасовые; *6* — мезозойские метаморфические (преимущественно меловые); *7* — палеозойские (интрузивные, частично метаморфизованные; *8* — меловые (?) формации Рорайма; *9* — докембрийские (Гвианского щита).

хр. Сьерра-де-Периха, а также невысокими горами — отрогами Восточной Кордильеры Колумбии. На северо-востоке (штат Фалькон — север штата Лара) однообразная низменность Маракайбо постепенно переходит в нагорье. В третичном периоде обе эти области представляли собой бассейны седиментации, однако восточная — ныне горная страна — подверглась воздействию орогенезов, в то время как западная, низменная, оставалась тектонически стабильной.

К юго-востоку от Венесуэльских Анд и к югу от Карибских простираются обширные равнины Ориноко (Льянос Ориноко), пересекающиеся многочисленными притоками Ориноко. Тектонически эта равнинная область разделяется сводом Эль-Бауль на две впадины: Баринас (*являющуюся продолжением Колумбийской Льянос*) и расположенную к востоку от нее Восточно-Венесуэльскую. Последняя постепенно погружается в восточном направлении, смыкаясь на поверхности с дельтой р. Ориноко. Однако в геологическом отношении она прослеживается дальше этой дельты, достигая южной части о. Тринидад.

Очертания Ориноко соответствуют границам Гвианского щита. Следствием этого явилось резкое различие между монотонными равнинами левобережья и зрелым возвышенным рельефом правого берега реки. Гвианское плоскогорье, сложенное докембрийскими породами щита, характеризуется мелкоувалистым рельефом. Многочисленные останцы плотных песчаников и конгломератов формации Рорайма, горизонтально залегающих на докембрийском фундаменте, образуют здесь живописные столовые горы и гигантские обрывы, с которых низвергаются крупнейшие в мире водопады.

Кроме того, есть еще три не столь обширные, как описанные выше, однако достаточно существенные геоморфологические области: 1) приподнятые полуострова Гуахиро (расположенный главным образом на колумбийской территории) и Парагуана, связанные с материком низменными перешейками; 2) небольшая удлиненная межгорная впадина (структурная депрессия) Туй-Карьяко в области Карибских Анд и 3) Подветренные острова в Карибском море.

История геологического развития

Почти половина территории страны занята докембрийскими породами Гвианского щита. Они также слагают центральные части Венесуэльских Анд — хребты Сьерра-де-Периха и Кордильера-Мерида, местами обнажаясь в своде Эль-Бауль и в Карибских Андах. Гвианский щит в течение большей части геологического времени сохранял положение устойчивого кратона.

Обнажения палеозойских пород распространены незначительно и разбросаны на обширной площади, что затрудняет однозначную реконструкцию геологической истории палеозоя. Кембрийские отложения в Венесуэле не установлены. Распространение ордовика и силура ограничено южным склоном Анд и сводом Эль-Бауль. Породы девона развиты в хр. Сьерра-де-Периха. Каменноугольные и пермские толщи, преимущественно морские, широко распространены в Андах и, по-видимому, сопоставимы с эквивалентным разрезом хр. Сьерра-де-Периха.

Гвианский щит и восточный склон Анд, по всей вероятности, были разделены палеозойской впадиной. В результате девонского орогенеза произошла инверсия структур, образовалась впадина, прослеживающаяся от современных Анд через хр. Сьерра-де-Периха на территорию Колумбии. В конце палеозоя отмечается региональное воздымание территории, сопровождавшееся глубокой эрозией и пенепленизацией.

Трансгрессия мелового моря в направлении Гвианского щита предварялась длительной фазой континентального развития, начавшейся отложением широко распространенных красноцветов триасово-юрского возраста. Лишь на п-ове Гуахира отложения триаса и юры имеют морское происхождение.

История геологического развития Венесуэлы в мезозое—кайнозое наиболее детально изучена начиная с мелового периода. Ниже она будет рассмотрена раздельно для восточной и западной частей страны.

Восточная Венесуэла в среднем мезозое представляла собой пологий шельф, образующий северный склон щита. В результате трансгрессии мелового моря, наступавшего на этот шельф с севера, сформировался осадочный клин, мощность которого возрастает в глубь океана. В позднем мелу вдоль соответствующей современной береговой линии сформировалась цепь вулканических островов, после чего *произошло воздымание этой области, приведшее к возникновению* асимметричного широтного прогиба, положившего начало современной Восточно-Венесуэльской структурной впадине, расположенной южнее. В третичном периоде ее развитие определялось влиянием постоянного давления со стороны северного бордерленда, возникшего в результате тектонических подвижек. Под воздействием этого давления ось Восточно-Венесуэльской впадины постепенно перемещалась в южном направлении.

Главные фазы орогенеза проявились в раннем миоцене. В третичном периоде восток рассматриваемой территории занимало открытое море. В процессе эволюции этого резко асимметричного бассейна литоральные и прибрежные пески к северу переходят в глубоководные морские глины с турбидитами. К среднему миоцену орогенез прекратился, впадина заполнилась осадками и море отступило в восточном направлении. В среднем миоцене наклон территории еще раз привел к трансгрессии моря и отложению морских толщ, но уже к плиоцену впадина приобрела практически современный облик.

На территории Западной Венесуэлы в меловом периоде и в раннетретичную эпоху находился устойчивый приподнятый регион — впадина Маракайбо. Как и в восточной части страны, меловая трансгрессия распространялась с севера и с запада; вокруг этой впадины, продолжавшей сохранять приподнятое положение, образовались глубокие троги, мощность меловых известняков и глин в пределах впадины значительно меньше, чем в трогах. На характере залегания мелководных песчаных и глинистых толщ палеоцена и эоцена также сказывается влияние впадины Маракайбо. Более глубоководные морские раннетретичные фации расположены преимущественно к востоку от одноименного озера. Рассматриваемая впадина не была затронута третичным орогенезом. Вплоть до миоцена она испытывала воздействие только эпейрогенических движений, наиболее активных в палеоцене и олигоцене.

Воздымание Венесуэльских Анд, по-видимому, началось в позднем эоцене, однако интенсивные орогенические движения на западе Венесуэлы произошли позднее. В миоцене за счет разрушения воздымавшихся Анд сформировались мощные толщи предгорных прогибов, окаймляющих впадину Маракайбо. Хребты Анд представляют собой ограниченные сбросами блоковые поднятия, резко отличающиеся от Карибских гор с их асимметричными складками и пологими надвигами.

Полезные ископаемые

Нефть. О существовании нефти было известно на самом раннем этапе изучения Нового Света, когда «смола» из естественных выходов, встречающихся в разных районах страны, использовалась для конопачения судов и медицинских целей. У Сан-Кристобаля еще в 1878 г. примитивным способом получали керосин. В 1913 г. из мелких скважин, пробуренных по периферии крупного асфальтового оз. Гуаноко (вблизи зал. Пария), добывалась тяжелая нефть.

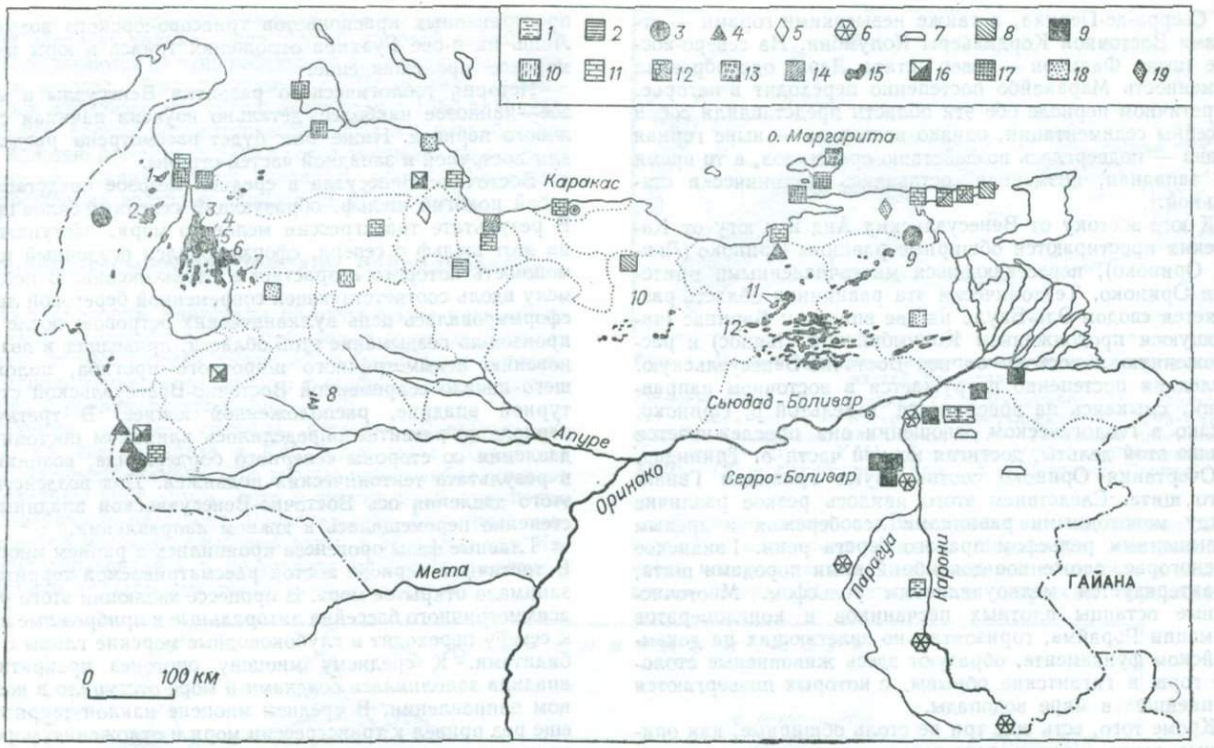


Рис. 3. Карта полезных ископаемых Венесуэлы.

1 — алюминий (бокситы и латериты); *2* — асбест; *3* — асфальт; *4* — уголь; *5* — медь; *6* — алмазы; *7* — золото; *8* — гипс; *9* — железо; *10* — каолин; *11* — известняк; *12* — известняк и гипс; *13* — магнезит; *14* — мрамор; *15* — нефть; *16* — фосфорит; *17* — соли; *18* — кремнистые пески; *19* — сера. *Нефтяные месторождения* (цифры на карте): *1* — Мара; *2* — Ла-Пас; *3* — Ла-Роса, *4* — Тиахуана; *5* — Лагунильяс; *6* — Бачакеро; *7* — Мене-Гранде; *8* — Сильвестре; *9* — Квириквире. *Нефтеносные районы*: *10* — Мерседес; *11* — Грейт-Анако; *12* — Грейт-Офисина.

В 1914 г. было открыто первое промышленное месторождение нефти — Мене-Гранде, приуроченное к восточному борту впадины Маракайбо (рис. 3). Полученный в 1922 г. нефтяной фонтан с дебитом 100 тыс. баррелей/сутки ознаменовал начало открытий ряда нефтяных месторождений, которые в конце концов превратили Венесуэлу из сельскохозяйственной страны в одного из крупнейших экспортеров нефти. В 1926—1930 гг. в районе впадины Маракайбо были открыты месторождения Лагунильяс, Тиахуана и Бачакеро. В 1928 г. были обнаружены нефтяные залежи Кирикире, приуроченные к Льянос Ориноко (первое месторождение на востоке Венесуэлы), а в 1937 г.— месторождение Офисина.

В 1941 г. было разведано первое из наиболее крупных месторождений Льянос Ориноко — Мерседес, после чего интенсивно развернулись поисково-разведочные работы на нефть в Льянос (центральная часть Венесуэлы). В 1945 г. началась разработка месторождений в районе Маракайбо— Мара (месторождения Мара и Ла-Пас), а в 1948 г. — во впадине Баринас. В последующие годы был выявлен еще ряд крупных и относительно небольших нефтяных месторождений.

Добыча нефти возросла от 121 116 (15 382 т) в 1917 г. до 1 353 400 000 баррелей (171 881 800 т) в 1970 г.; 81% всей добычи связан в настоящее время с миоценовыми и эоценовыми песчаниками впадины Маракайбо. На втором месте по добыче находятся районы Грейт-Офисина и Грейт-Анако, где добывается 14% венесуэльской нефти практически только из олигоцен-миоценовых песков.

Железо. Залежи железных руд, приуроченные к зоне, протягивающейся южнее р. Ориноко, были известны очень давно; имеются остатки примитивных плавилен, сооруженных еще до 1750 г. После 50 лет поисковых работ в 40-е годы текущего столетия началась добыча руд сперва в Эль-Пао, а затем на более крупных месторождениях Серро-Боливар, в долине р. Карони. Максимальное количество железной руды — 22 млн. т — было добыто в 1970 г. Первоначально вся руда экспортировалась главным образом в США. Позднее часть руды стала перерабатываться на государственном сталелитейном заводе.

Залежи железных руд имеют вторичное происхождение и связаны с естественным обогащением за счет поверхностного выщелачивания докембрийских железистых кварцитов. Содержание железа в этих высокосортных рудах составляет обычно 64—68%. Кварциты с прослоями кристаллических сланцев и гнейсов смяты в крутые складки и нарушены разрывами. Рудные залежи образуют в рельефе крупные холмы, резко выделяющиеся на фоне пологоувалистого ландшафта; разработка ведется открытым способом. Запасы высокосортных руд достигают 1,9 млрд. т. Кроме того, разведаны еще четыре месторождения, в них содержится 54% общих запасов Венесуэлы.

Золото. В провинции Сан-Томе-де-Гуаяна издавна добывали золото из россыпных месторождений, однако это составило лишь небольшую часть его общей добычи. В колониальный период проводились интенсивные поиски легендарного «золотого города» Эльдорадо, но только в 80-х годах XIX в. рудники Эль-Каллао вошли в число крупнейших мировых поставщиков золота. В 1885 г. было получено 8,2 т золота. Генетически оно связано с кварцевыми жилами в высокометаморфизованных докембрийских породах. Позднее добыча золота заметно снизилась и в 1970 г. составила всего 680 г.

Алмазы. В 20-х годах нашего века в провинции Сан-Томе-де-Гуаяна были обнаружены россыпные залежи как ювелирных, так и промышленных алмазов. Несмотря на ряд выдающихся находок, включая 154-каратовый (30-граммовый) «Баррабас», добыча алмазов носила крайне непостоянный характер, по-видимому, в связи с их неравномерным содержанием в россыпях. В течение 60—70-х годов добыча колебалась от 50 000 до 512 000 карат (в 1970 г.).

Фосфориты. В штате Фалькон имеются крупные залежи фосфатизированных известняков, обогащенных коллофаном и даллитом. Запасы руды оцениваются в 10 млн. т.

Уголь. В третичных отложениях встречаются угли различных марок от лигнитов до полуантрацитов, однако лишь немногие залежи имеют промышленное значение. Последние расположены в штате Тачира и вблизи Нарикуаля (на севере штата Ансоатеги).

Прочие полезные ископаемые. Наличие в соседней Гайане крупных залежей бокситов и марганца позволяет предполагать, что они могут быть обнаружены и на юго-востоке Венесуэлы. Небольшие залежи этих руд были выявлены, но разработка их не производилась.

Известны залежи руд меди, никеля, ртути, магния и других металлов, а также асбеста, гипса и серы. Некоторые из них добывались в незначительных количествах. Выявленные крупные запасы известняков — база для развития в стране цементной промышленности.

А. Сальвадор

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bell, J. S., 1972. «Geotectonic evolution of the southern Caribbean Area», Geol. Soc. America, Mem. 132 (Hess vol.), 369—386.

Fiedler, V. G., 1970. «Die seismische Aktivität in Venezuela im Zusammenhang mit den wichtigsten tektonischen Bruchzonen», 59 (3), 1203—1215.

Grauch, R. I., 1972. «Preliminary report of a late (?) Paleozoic metamorphic event in the Venezuelan Andes», Geol. Soc. America, Mem. 132 (Hess vol.), 465—473.

Martinez, A. R., 1972. Recursos de hidrocarburos de Venezuela. Caracas: Edreca Editores, 151 p.

Mencher, E., 1964. «Tectonic history of Venezuela», in: «Backbone, of the Americas», Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 2, 73—87.

Santamaria, F., Schubert C., 1974. «Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean—northern Venezuela plate boundary», Geol. Soc. America Bull., 85 (7), 1085—1098.

Shagam, R., 1972. «Andean research project, Venezuela: principal data and tectonic implications», Geol. Soc. America, Mem. 132 (Hess vol.), 449—463.

Sociedad Venezolana de Ingenieros de Petróleo, 1963. «Aspectos de la industria petrolera en Venezuela», 850 p. (Contains the papers by Miller et al., and Renz et al. updated and translated into Spanish).

Weeks L. G. et al., 1971. «Structural relations among Lesser Antilles, Venezuela, and Trinidad-Tobago», Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 55 (10), 1741—1752.

ГАЙАНА

Республика Гайана (бывшая Британская Гвиана) расположена в северо-восточной части Южной Америки, в пределах Гвианского плоскогорья, сложенного древними кристаллическими и метаморфическими породами Гвианского щита. Площадь ее 231,8 тыс. км². Столица республики — г. Джорджтаун (порт на р. Демерара).

Геологическое изучение территории началось в 1867 г. и продолжалось с перерывами до 1933 г., когда была организована Геологическая служба Британской Гвианы. Мощный поверхностный слой сапролита и густые влажные тропические леса в значительной мере затрудняют геологические исследования. Геологическая карта Британской Гвианы была создана в 1960 г. [McConnell R. B., Dixon G., 1960]. После получения страной независимости (1970 г.) Департамент геологической съемки и горного дела начал активно проводить поиски полезных ископаемых. Гайана занимает третье место в капиталистическом мире по добыче и вывозу бокситов. Она также является постоянным экспортером золота и алмазов.

Геоморфологическое районирование

Вытянутая в меридиональном направлении и занимающая центральное положение на Гвианском щите территория страны подразделяется на три основных геоморфологических региона.

1. Прибрежная равнина, в основании которой залегают неогеновые осадочные породы, образующие полосу плодородных земель шириной 25—35 км, где выращивают сахар и рис. На этой территории проживает 90% населения страны.

2. Область распространения докембрийских кристаллических и метаморфических пород, отделяющаяся от Прибрежной равнины бесплодной зоной четвертичных песков. Эта область, занимающая 60% всей территории Гайаны, представляет собой обширный педиплен, расположенный в целом на отметках 100—150 м с отдельными участками расчлененных холмов высотой до 300—400 м. На юге отметки постепенно увеличиваются до 180—220 м, а высота горных гряд Кануку, Маруди, Амуку и Акараи достигают 600—1000 м. Педиплен покрыт влажно-тропическими лесами. Исключение составляют саванны Рупунуни на западе, между 2° 30′ и 4° с. ш. Эта область хорошо обводнена, в ее пределах протекают полноводные реки, однако развитию судоходства препятствуют многочисленные пороги.

3. Область развития отложений стратифицированного протерозоя (формации Рорайма), слагающих горы Пакарайма на северо-западе Гайаны. Они образуют покрытые густыми лесами плато с высотами 600—1000 м, воздымающиеся над равниной живописными уступами и сопровождающиеся красивыми водопадами, такими как Кайетур и Амаила. Над поверхностью равнины возвышается несколько столовых гор, из которых самая высокая — Рорайма (2730 м над уровнем моря), расположенная на границе трех государств — Венесуэлы, Бразилии и Гайаны.

Геологическое строение

Геоморфологическое районирование отражает геологическое строение территории Гайаны, особенно подчеркивается преобладающая роль докембрийских образований (см. таблицу). Результаты геологического картирования и геохронологической датировки для всей территории Гвианского щита позволили расчленить комплекс докембрийских пород на архей и протерозой, границей между которыми принят возрастной предел 2,5 млрд. лет.

Складчатые протерозойские породы залегают в пределах Северной геологической провинции [Williams E. e. a., 1967], к северу от рифтовой долины Такуту (рисунок). Южная провинция, расположенная к югу от этой долины, сложена преимущественно архейскими гнейсами и гранитным комплексом, образовавшимся в результате реактивации фундамента [McConnell R. B., Williams E., 1970; Berrangé J. P., 1972]. Граница между двумя этими провинциями проводится по шельфовым фациям.

Стратиграфическая схема Гайаны

Кайнозой			Аллювиальные и прибрежные отложения
Мезозой			
Мел			Пески и глины (маастрихт) Вулканогенная формация (базальты) Апотери (~115 млн. лет) Формация Такуту (вельдские фации)
Юра			
Пермо-триас			Небольшие интрузии основного состава
Палеозой			
Протерозой	*Южная провинция*	*Шельфовая провинция*	*Северная провинция*
Средний и верхний	Интрузивный комплекс Рорайма (~1,7 млрд. лет) Формация Рорайма (1,8—1,7 млрд. лет)		
	Крупное несогласие		
Нижний (трансамазонский орогенез; 2,0—1,8 млрд. лет)	Интрузивный комплекс Куювини Южногайанский гранитный комплекс Гранитизированный и мигматизированный комплекс Кануку и архейский фундамент Группа Квитаро	Интрузивный комплекс Ивокрама Формация Мурува	Группа Молодых гранитов Гранитизированный комплекс Бартика Группа Мазаруни (формации Хаймарака и Куюни) Группа Барама
	Крупное несогласие		
Архей (иматаканский орогенез; 3 млрд. лет?)	Комплекс Кануку Гранито-гнейсовый комплекс фундамента (частично реактивирован около 2 млрд. лет назад)	Гнейсы Макарапан	Породы фундамента не обнаружены

Архей. Комплекс Кануку. Эти образования, ранее описанные К. Барроном [Barron C. N., 1962] и С. С. Сингхом [Singh S. S., 1966], недавно были детально закартированы Ж. Берранже и Дж. Джонсоном [Berrangé J. P., 1972, 1973]. Они сложены высокометаморфизованными осадочными или вулканогенными породами архейского протоканукского комплекса, мигматизированными и гранитизированными во время трансамазонского орогенеза [Hurley P. M. e. a., 1967] около 2 млрд. лет назад. В составе этого комплекса выделяются мигматиты и гранулиты. Основную часть комплекса Кануку слагают мигматиты, включающие: 1) парагнейсы, содержащие в различных соотношениях биотит, гранаты, гиперстен, силлиманит и кордиерит; 2) известково-силикатные парагнейсы; 3) кварциты, полосчатые железняки, основные гранулиты, пироксениты и амфиболиты. Среди гранулитов комплекса Кануку выделяются биотит-гиперстеновые (горнблендитовые), биотит-гранатовые, биотит-силлиманитовые, биотит-кордиеритовые разности, а также гиперстен-биотитовые эндербиты *, основные пироболиты ** и амфиболиты.

Согласно изотопной датировке [Snelling N. J., Berrangé J. P., 1970; Spooner C. M. e. a., 1971] комплекс Кануку около 2,1—2,0 млрд. лет назад испытал воздействие трансамазонской складчатости. На основании литологических данных, структурного положения, признаков многофазного метаморфизма [McConnell R. B., Williams E., 1970], а также не вполне надежной изотопной датировки комплекс Кануку сопоставляется с комплексом Иматака Восточной Венесуэлы, возраст которого П. Харли с сотрудниками [Hurley P. M. e. a., 1967] определили в 3 млрд. лет.

Граниты и гнейсы. Крупный гранито-гнейсовый комплекс, образующий ядро Гвианского щита и имеющий, по-видимому, архейский возраст, был большей частью реактивирован около 2 млрд. лет назад. Его описание будет приведено ниже (см. Южногайанский гранитный комплекс).

Протерозой. Нижний протерозой. Северная геологическая провинция Гайаны (к северу от 5° с. ш.) сложена преимущественно комплексом осадочных и вулканических пород, смятых в складки и метаморфизованных преимущественно до стадий зеленых сланцев и прорванных крупными гранитными батолитами, возраст которых около 2 млрд. лет [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969]. В связи с трудностями корреляции эти образования определялись Р. Макконнеллом [McConnell R. B., 1959] и Э. Уильямсом с сотрудниками [Williams E. e. a., 1967] как комплекс. Выполненные позднее детальное картиро-

* Натриевый (щелочной) чарнокит, содержащий кварц, плагиоклаз, гиперстен и небольшое количество магнетита. — *Прим. пер.*

** Породы, содержащие в разных соотношениях амфибол и пироксен (условный термин). — *Прим. пер.*

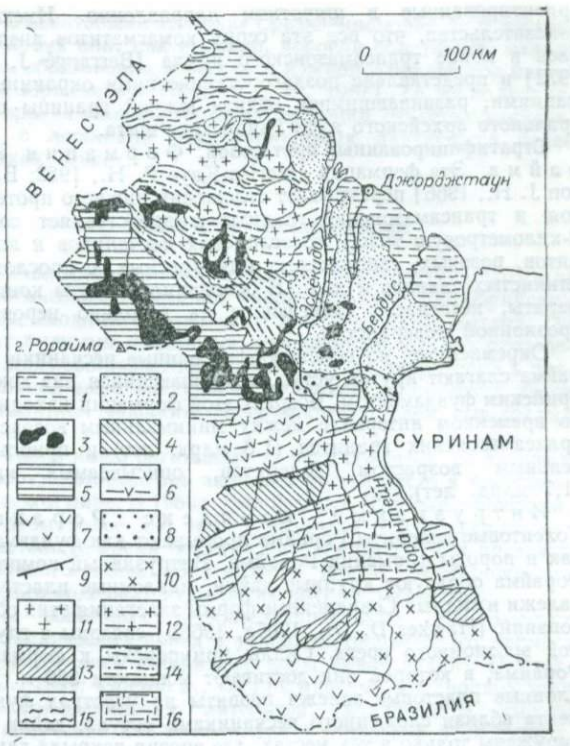
вание и геохронологическая датировка позволили объединить их в «надгруппу Барама—Мазаруни». К северу от 6° с. ш., где породы группы Мазаруни согласно залегают на породах группы Барама, отложения имеют типично эвгеосинклинальный облик, с отчетливо выраженными граувакковыми фациями. Южнее отложения становятся более грубозернистыми, переходят в ортокварциты шельфовой зоны, а затем обогащаются мелководными вулканическими туфами и агломератами. Было высказано предположение, что на юге и на западе региона группа Мазаруни распространена на большей площади, чем группа Барама, и залегает на ней несогласно [Berrangé J. P., 1972], хотя указанное несогласие фактически не установлено.

Группа Барама распространена на северо-западе Гайаны [Williams E. e. a., 1967] и сложена преимущественно метаморфизованными осадочными (пелитовыми) и основными вулканогенными породами с гондитами * и марганецсодержащими филлитами близ кровли разреза.

Группа Мазаруни представлена породами формации Куюни: галечными песчаниками и внутриформационными конгломератами грауваккового типа, с прослоями спилит-кератофиров; они согласно перекрываются аргиллитами и граувакками формации Хаймарака, в разрезе которой не обнаружено существенного присутствия вулканитов.

Вся толща надгруппы Барама-Мазаруни подверглась смятию в складки вдоль осей субширотного (запад-северо-западного) простирания и значительному субвертикальному кливажу того же направления, а также метаморфизму до стадии зеленых сланцев. Породы прорваны гнейсо-гранитами (группа Молодых гранитов), иногда образующими мигматитовые комплексы (например, комплекс Бартика). Возраст этой гранитизации надежно установлен Н. Снеллингом и Р. Макконнеллом [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969] и составляет около 2 млрд. лет. Исходя из полученных данных гранитизацию можно уверенно отнести к трансамазонскому орогеническому циклу [Hurley P. M. e. a., 1967].

Протерозойские шельфовые фации. Южнее 6° с. ш. в эвгеосинклинальных фациях группы Мазаруни появляются признаки седиментации, проходившей в мелководных условиях. К ним относится, например, присутствие в разрезе вулканогенных агломератов, ныне прослеживаемых далее к северу, а также прослоев ортокварцитов. Среди вулканитов преобладают кислые разновидности. Группа Мазаруни здесь замещается либо формацией ортокварцитовых песчаников и конгломератов Мурува, либо вышележащим комплексом изверженных пород Ивокрама. Взаимоотношения между толщами маскируются развитием гранитных и долеритовых интрузий. Вполне вероятно, что образования формации Мурува и комплекса Ивокрама несогласно залегают на породах группы Мазаруни. Эти образования были объединены Ж. Беранже [Berrangé J. P., 1972] в группу Бурро-Бурро. Комплекс Ивокрама [Carter M. W., 1961] сложен метаморфизованными кислыми и средними туфами и лавами с комагматичными адамеллитами, гранофирами и полевошпатовыми порфирами, датируемыми 1915 млн. лет [Snelling N. J., Berrangé J. P., 1970]. Г. Прим с соавторами [Priem H. N. e. a., 1971] датировали аналогичные породы Суринама 1810 ± 40 млн. лет. Они предложили рассматривать их как трансамазонскую приповерхностную плутоно-вулканическую серию эпизоны, более или менее синхронную с более глубинными гранитами и гнейсами того же возраста, развитыми в нижнем протерозое Гвианского щита.



Геологическая карта Гайаны.

1 — глинистые образования формации Демерара и аллювиальные отложения; *2* — белые пески серии Бербис; *3* — интрузивный комплекс Рорайма; *4—8* — формации (*4* — Такуту, *5* — Рорайма, *6* — Ивокрама, *7* — Куювини, *8* — Мурува); *9* — рифтовые сбросы; *10* — Южногайанский гранитный комплекс; *11—16* — группы (*11* — молодых гранитов, *12* — то же, граниты мигматизированные, *13* — Квитаро, *14* — Мазаруни, *15* — Барама, *16* — Кануку).

Южногайанский гранитный комплекс. Развитые к югу от площади распространения группы Кануку граниты Южной Саванны [Barron C. N., 1962; Singh S., 1966] были датированы Н. Снеллингом и Р. Макконнеллом [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969] 1845 ± 130 млн. лет. Ж. Беранже [Berrangé J. P., 1972] расширил их возрастные границы и объединил в Южногайанский гранитный комплекс, рассматривая его преимущественно как автохтонный и паравтохтонный продукт гранитизации ранее существовавшего фундамента. Он выделил также интрузивные фазы, к которым отнес гранодиориты Маруди; с последними связано золотое оруденение. Таким образом, эти интрузии могли быть представителями катазоны трансамазонского тектоно-магматического цикла. С. Сингх [Singh S., 1966], показал, что указанные выше гранитоиды, по крайней мере в краевых зонах, интрудировали архейские и протерозойские толщи.

Группа Квитаро. Ж. Беранже [Berrangé J. P., 1972] объединил под этим названием метаосадочные останцы Южной геологической провинции [Barron C. N., 1962; Singh S., 1966], включая бывшую группу Маруди. Наиболее многочисленны пелитовые и близкие к ним по составу осадочные породы, сильно метаморфизованные. Возможно, что они являются нижнепротерозойскими отложениями Гвианско-Суринамской впадины, развитыми восточнее Канукского выступа фундамента.

Группа Куювини. В самой южной части Гайаны развиты риодацитовые лавы и туфы с комагматичными интрузивными порфирами, гранофирами и субвулканическими породами. Вулканиты обычно образуют узкие пояса,

---

* Метаморфическая порода, состоящая из спессартина и кварца. Образуется за счет марганецсодержащих осадков. — *Прим.пер.*

ориентированные в широтном направлении. Имеются доказательства, что вся эта серия комагматитов внедрилась в конце трансамазонского цикла [Berrangé J. P., 1972] и представлена позднеорогеническими окраинными фациями, развивавшимися *вблизи южной границы* центрального архейского ядра Гвианского щита.

Стратифицированный протерозой. Формация Рорайма. Эта формация [Martin-Kaye P. H., 1952; Bateson J. H., 1966] перекрывает отложения нижнего протерозоя и трансамазонские граниты и представляет собой 2-километровую толщу косослоистых песчаников и кварцитов, розовых, светло-серых или красных, с прослоями глинистых сланцев и яшм. В основании развиты конгломераты, несогласно залегающие на довольно неровной эрозионной поверхности.

Окремненные, но неметаморфизованные песчаники Рорайма слагают крутой уступ, возвышающийся над докембрийским фундаментом. Возраст этой формации находится во временно́м интервале между минимальным возрастом трансамазонских гранитов (1,8 млрд. лет) и приблизительным возрастом долеритов, описываемых ниже (1,7 млрд. лет).

Интрузивный комплекс Рорайма. Толеитовые долериты Рорайма прорывают как фундамент, так и породы формации Рорайма. Интрузивный комплекс Рорайма образуют крупные дайки, наклонные пластовые залежи и силлы. Современные формы залегания этих образований [Hawkes D. D., 1966a, 1966b] связаны с глубиной эрозионного среза. Силлы приурочены к формации Рорайма, в которой они достигают мощности 360 м. Наклонные пластовые залежи развиты на участках фундамента *вблизи сложенного песчаниками уступа; дайки обнаружены* только в тех местах, где эрозия вскрыла глубокие уровни фундамента.

На основе изотопных датировок этих долеритов и контактовых слюдистых роговиков, образовавшихся в зоне их контакта с вмещающими породами, был установлен возраст 1,7 млрд. лет, соответствовавший минимальному возрасту пород формации Рорайма. Г. Прим с соавторами [Priem H. e. a., 1973] отметили близость возрастов протерозойских долеритов Суринама и туфов формации Рорайма.

Далеко не всюду в Гайане формация Рорайма смята в складки и нарушена разрывами; детальные съемки показали непрерывность ее разреза, не разделенного крупными несогласиями.

Верхний протерозой. На основании изучения возрастов слюд *было установлено омоложение пород*, слагающих гранитные комплексы Кануку и Южногайанский, что связано с интенсивными сбросо-сдвиговыми зонами от субширотного (восток-северо-восточного) до северо-восточного простирания. Эти зоны образовались в ходе фазы милонитизации К'Мудку [Barron C. N., 1962], датируемой 1,2 млрд. лет [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969]. Калий-аргоновые определения возраста обширных зон дробления, связанных с милонитами, не дали однозначных результатов. Аналогичную фазу омоложения на западе Суринама Г. Прим с соавторами [Priem H. e. a., 1973] *назвали «Никерийским метаморфическим эпизодом»*, возраст фазы также 1,2 млрд. лет. Влияние этой фазы ограничивается, по-видимому, южной частью Гайаны и западной — Суринама, однако она, вероятно, вновь проявляется в пределах зоны смятия Боливар в Венесуэле (см. Гвианский щит).

Палеозой. Д. Хокс [Hawkes D. D., 1966a] выделил в Гайане небольшой комплекс даек оливиновых долеритов. Возможно, что они имеют возраст 450 млн. лет. [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969]. Однако более вероятно, что это — пермо-триасовые долериты, подобные обнаруженным в Суринаме Г. Примом и его сотрудниками [Priem H. e. a., 1973]. Другие палеозойские породы в Гайане не встречены.

Формация Такуту. Рифтовая долина Такуту, о которой говорилось выше, является структурой субширотного (восток-северо-восточного) простирания протяженностью около 160 и шириной 50 км. Она расположена *в зоне смятия, отделяющей архейский комплекс* Кануку от нижнепротерозойского магматического комплекса Ивокрама (3—4° с. ш.). По данным аэромагнитных и гравитационных съемок [McConnell R. B. e. a., 1969] рифтовая долина является крутостенным грабеном, выполненным осадочными толщами мощностью до 3—4 км. Они легко разрушаются эрозией и обнажаются под плейстоценовым покровом в речных руслах. Слагающие грабен породы представлены мягкими красновато-коричневыми песчаниками со слоистостью течения, а также пестрыми глинами. Первоначально возраст этих пород на основе находок окаменелостей плохой сохранности считался пермо-триасовым [McConnell R. B., 1959]. Позже в результате проведенного бурения было установлено, что в отложениях по крайней мере верхних 100 м толщи содержится юрская и раннемеловая пыльца, а по литологическим особенностям и присутствию остракод они могут быть отнесены к вельдским фациям [Hammen T., Burger D., 1966]. Возраст более глубоко залегающих пород грабена не установлен.

Формация Такуту прослеживается к западу, на территорию бразильской провинции Риу-Бранку, где слагает горы Серра-Тукану, отложения которых ранее ошибочно относились О. Барбозой и Х. Рамосом [Barbosa O., Ramos J., 1959, 1961] к формации Рорайма.

Вулканогенная формация Апотери. Ассоциирует с формацией Такуту, сложена потоками амигдалоидных толентовых базальтов, *местами с подушечной* отдельностью, образование которых связывается с разломами рифтовой долины Такуту [Berrangé J. P., 1972]. Их возраст по данным калий-аргонового метода составляет 114 млн. лет [Snelling N. J., Berrangé J. P., 1970]. Базальтовые потоки обнаружены и у Серра-Тукану.

Поверхностные и прибрежные отложения. Очень существенный элемент геологического строения Гайаны — третичные и четвертичные отложения, образующие прибрежную равнину. Их значимость обусловлена следующим: 1) на них расположены плодородные почвы; 2) они содержат артезианский водоносный горизонт («пески А»), снабжающий приморские районы страны питьевой водой; 3) с ними связаны промышленные залежи бокситов; 4) мощность отложений возрастает в северном направлении на Гайанском шельфе, где с ними связывают перспективы нефтегазоносности. На основании палинологических исследований [Hammen T., 1963; Hammen T., Wijmstra T. A., 1964] было установлено, что возраст рассматриваемых отложений охватывает временно́й интервал от голоцена до позднего мела.

Важной деталью геоморфологии Гайаны (а также Суринама) является широкая (до 160 км) полоса белых песков, почти не покрытых растительностью, и отделяющая плодородную прибрежную равнину от выходов докембрийских пород внутренних областей страны. Эти так называемые *пески серии Бербис представляют собой выщелоченные* поверхностные наносы, образованные частично за счет переотложения третичных и четвертичных дельтовых песков прибрежной равнины, а частично в результате выветривания пород формации Рорайма и гранитного комплекса. Белый цвет песков объясняется тем, что окислы железа, присутствие которых обычно придает таким отложениям желтую окраску, удаляются с водами, содержащими в условиях тропических лесов высокие концентрации органических кислот.

Мощность поверхностных отложений, как правило, невелика, однако в скважине [Kugler G. e. a., 1944], пробуренной к востоку от р. Бербис, в центральной части прогиба, прослеживающегося в северо-восточном направ-

лении между Джорджтауном и р. Корантейн, она достигает почти 2000 м. Мощность этих отложений вновь уменьшается до 100 м и менее в пределах «бокситового пояса», протянувшегося между городами Джорджтауном и Парамарибо в виде широкой дуги, обращенной своей вогнутой частью к северо-востоку. Эта дуга прослеживается в глубь страны на расстояние 140 км, вплоть до р. Бербис. Полагают, что происхождение бокситов связано с периодом регрессии в среднем и позднем эоцене и обусловлено образованием коры выветривания в условиях жаркого влажного климата и широкого развития озер и мангровых болот, а также с разрушением богатых глиноземом отложений (аркозов?) или выветрелых пород фундамента [Valeton J., 1971].

Мощность прибрежных отложений резко возрастает на Гайанском шельфе, где ныне проводятся поисково-разведочные работы на нефть и газ.

Геоморфология

Изучение геоморфологии Гайаны имеет важное экономическое значение, поскольку бокситы и алюмолатериты развиты на относительно ровных поверхностях, в течение длительного времени подвергавшихся воздействию выветривания в обстановке влажного тропического климата. При этом были выявлены три поверхности выравнивания [Bleackly D., 1964; McConnell R. B., 1968], датируемые поздним мелом, неогеном и концом неогена. Первая расположена на высоте около 700 м в горах Пакарайма, вторая — на отметках до 450 м, третья (позднеогеновая) — на высотах около 300 м во внутренних частях Гайаны, а также в других местах Гвианского щита. Наличие останцовых гор, возвышающихся над этим педипленом, и их крутизна свидетельствуют о периодах пустынной эрозии, имевшей место в плейстоцене.

Ж. Беранже обнаружил песчаные дюны в центральных районах саванн Рупунуни. Дж. Демут и Р. Фейрбридж [Damuth J. E., Fairbridge R. W., 1970] отмечают наличие аркозовых отложений в донных осадках Атлантики, что свидетельствует об аридности условий в Южной Америке во время плейстоценовых ледниковых периодов. Все циклические поверхности выравнивания погружаются под молодые осадки прибрежной равнины, но им соответствуют перерывы в осадконакоплении (Hammen T., Wijmstra T. A., 1964].

В течение третичного периода жаркие гумидные условия сменялись тропическим выветриванием, приводившим на некоторых этапах к образованию сапролитов и кор выветривания. В отличие от этого четвертичный период характеризовался широким распространением остаточных выщелоченных песков (белые пески Бербис Гайаны; формация Зандерей Суринама). По-видимому, развитие таких образований явилось результатом неоднократного обезлесения значительной части территории во время аридных (с холодным сухим климатом) этапов плейстоцена, когда уровень океана непрерывно понижался. Обширные коллювиальные, аллювиальные и дельтовые конусы выноса покрывали многие участки прибрежной равнины и континентального шельфа. Этот процесс повторялся во время каждого холодного этапа и сменялся гумидным выщелачиванием (а также новым появлением лесов) на каждом теплом этапе. Палинологические данные свидетельствуют о том, что в течение холодных и сухих этапов плейстоцена преобладали полуаридные условия, благоприятные для развития травяных саванн. Во внутренних областях страны в результате полуаридной плейстоценовой эрозии древнего сапролитового покрова обнажились многочисленные выходы коренных пород, преимущественно гранитоидов.

Под постоянным воздействием химического выветривания на поверхности пород возникали пустоты, сравнимые с некоторыми «тафони» Средиземноморья *. В настоящее время они, как правило, поросли болотными мхами; такие образования известны в Южной Америке под названием «ориканьяс» [Bakker J. P., 1957]. Та же полуаридная эрозия вызвала образование лощин, отчасти сопоставимых с лощинами перигляциальных ландшафтов более высоких широт.

Полезные ископаемые

Гвианский щит — это характеризующийся сложным геологическим строением район развития докембрийских пород, сходный с Канадским и Бразильским щитами. Он богат рудными полезными ископаемыми, однако проведение поисково-разведочных работ на его территории в значительной мере затруднено наличием тропических лесов и развитием мощного поверхностного слоя выветрелых пород.

Гайана имеет богатейшие залежи бокситов, по добыче и экспорту которых она занимает третье место в капиталистическом мире. В 1969 г. было добыто 4238 тыс. т бокситов, при этом более 296 тыс. т вывезено в виде глинозема. В настоящее время бокситы разрабатываются в пределах описанного выше «бокситового пояса», месторождения которого содержат руды очень высокого качества.

На обширных педипленизированных поверхностях кристаллических пород в условиях тропического климата сформировались латеритные коры выветривания [Bleackley D., 1964; Valeton J., 1971] с многими миллионами тонн глиноземсодержащих латеритов, являющихся сырьем для получения как железа, так и глинозема. При существующих методах обогащения разработка таких залежей нерентабельна, однако они представляют значительные резервы для горнорудной промышленности будущего.

С 1884 г. в стране добывается золото. В 1893 г. (год максимальной добычи) было получено 140 тыс. унций (4354 кг), а в 1969 г. — всего лишь 2102 (немногим более 26 кг). Как правило, разрабатываются аллювиальные россыпи, однако выявлены и коренные месторождения (богатые кварцевые жилы).

В 1887 г. на территории Гайаны впервые были обнаружены алмазы, добыча которых в 1923 г. достигла 220 тыс. каратов (44 кг); в 1969 г. экспортировано только 56 486 (11,3 кг). Алмазы извлекаются из конгломератов, залегающих в основании формации Рорайма; добывают их также в гравелитах, развитых в районе гор Пакарайма.

В стране имеются промышленные запасы марганцевой руды. Эксплуатация марганцевых месторождений началась в 1960 г., причем в 1966 г. добыча достигла 180 тыс. т; после 1968 г. она была прекращена.

Обнаружены рудопроявления хрома, меди и молибдена, не имеющие промышленного значения. Проводились также поиски радиоактивных минералов, не давшие, однако, существенных результатов.

В прибрежной зоне и на акватории ведутся активные поиски нефти и газа.

Р. Б. Макконнелл

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bakker, J. P., 1957. «Quelques aspects du problème de sédiments correlatifs en climat tropical humide», Z. Geomorphol., 1, 3—43.

Barbosa, O., Ramos J. R., de A., 1959. «Territorio do Rio Branco», Div. Geol., Mineral. (Brazil), 196, 46 p.

* Естественные полости образующиеся в результате кавернозного выветривания кристаллических пород в засушливых районах. — *Прим. пер.*

Barbosa, O., Ramos, J. R., de A., 1961. «Principal aspects of the geomorphology and geology in the Territory of Rio Branco, Brazil», Proc. 5th Inter-Guiana Geol. Conf., 33—36.

Barron, C. N., 1962. «The geology of the South Savanna degree square, British Guiana», Geol. Surv. Br. Guinea Bull., 33, 29 p.

Bateson, J. H., 1966. «Some aspects of the geology of the Roraima Formation in British Guiana», Trans. Third Caribbean Geol. Conf., Jamaica, 144—150.

Berrangé, J. P., 1972. «The tectonic/geological map of southern Guyana», 9th Inter-Guiana Geol. Conf., Ciudad Guayana, May, 1972.

Berrangé, J. P., 1973. Tectonic/Geological Map of Southern Guyana (Map 1186). Inst. Geol. Sci. London, 1 : 500 000.

Bleackley, D., 1956. «The geology of the superficial deposits and coastal sediments of British Guiana», Geol. Surv. Br. Guiana Bull., 30, 46 p.

Bleackley, D., 1964. «The bauxites and laterites of British Guiana», Geol. Surv. Brit. Guiana Bull., 34, 156 p.

Bracewell, S., 1947. «The geology and mineral resources of British Guiana», Bull. Imp. Inst., Lond., 45 (1), 47—69.

Bracewell, S., 1956. «British Guiana», in W. F. Jenks, ed., Handbook of South American Geology. New York: Geol. Soc. Am. Mem., 65, 89—98.

Brown, C. B., Sawkins, J. G., 1875. Reports on the Physical, Descriptive, and Economic Geology of British Guiana. London: Edward Stanford, 297 p.

Carter, M. W., 1961. «The acid volcanic-plutonic relationship in the northern Rapununi», Proc. 5th Inter-Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1959, 129—134.

Damuth, J. E., Fairbridge, R. W., 1970. «Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 189—206.

Grantham, D. H., Paton, R. F., 1938. «Geology of the superficial deposits of British Guiana», Geol. Surv. Br. Guiana Bull., 11, 1—122.

Hammen, T. van der, 1963. «A palinological study on the Quaternary of British Guiana», Leidse Geol. Mededel., 29, 125—180.

Hammen, T. van der, Burger, D., 1966. «Pollen flora and age of the Takutu Formation (Guyana)», Leidse Geol. Mededel., 38, 173—180.

Hammen, T. van der, Wijmstra T. A., 1964. «A palinological study on the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guiana», Leidse Geol. Mededel., 30, 183—242.

Harrison, J. B., 1908. The Geology of the Goldfields of British Guiana. London: Dulaw.

Hawkes, D. D., 1966a. «Differentiation of the Tumatumari-Kopinang dolerite intrusion, British Guiana», Bull. Geol. Soc. Am., 77, 1131—1158.

Hawkes, D. D., 1966b. «The petrology of Guiana dolerites», Geol. Mag., 103, 320—323.

Hurley, P. M., et al., 1967. «Test of continental drift by comparison of radiometric ages», Science, 157, 495—500.

Kugler, G., Griffiths, J. C., Mackenzie, S. C., Stainforth, R. M., 1944. «Report on exploration for oil in British Guiana», Geol. Surv. Br. Guiana Bull., 20, 78 p.

McConnell, R. B., 1959. «The Takutu Formation in British Guiana and the probable age of the Roraima Formation», Trans. 2nd Caribbean Geol. Conf., 163—170.

McConnell, R. B., 1968. «Planation surfaces in Guyana», J. Geogr., 134, 506—520.

McConnell, R. B., Dixon, C. G., 1960. «A geological map of British Guiana», Rept. 21st Intern. Geol. Congr., Copenhagen, 9, 39—50.

McConnell, R. B., Williams, E., 1970. «Distribution, provisional correlation of the Precambrian of the Guiana Shield», Proc. 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1, 1—22.

McConnell, R. B., Masson Smith, D., Berrangé, J. P., 1969. «Geological and geophysical evidence for a rift valley in the Guiana Shield», Geol. Mijnb., 48, 189—199.

Martin-Laye, P. H. A., 1952. «The Roraima Formation in British Guiana», Geol. Surv. Br. Guiana Bull., 22, 1—32.

Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. T., Verschure, R. H., 1971. «Isotopic ages of the trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname, South America», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1667—1680.

Priem, N. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. T., Verschure, R. H., 1973. «Age of the Precambrian Roraima Formation in northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1677—1684.

Singh, S., 1966. «Geology and petrology of part of the Guyana Shield in the south Savanna-Rewa area of southern Guyana», Guyana Geol. Surv. Bull., 37, 127 p.

Snelling, N. J., Berrangé, J. P., 1970. «The geochronology of Guyana II». Proc. 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, 8, 15 p.

Snelling, N. J., McConnell, R. B., 1969. «The geochronology of Guyana», Geol. Mijnb., 48, 201—213.

Spooner, C. M., et al., 1971. «Rb—Sr whole-rock age the Kanuku complex, Guiana», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 207—210.

Stockley, G. M., 1955. «The geology of British Guiana and the development of its mineral resources», Geol. Surv. Br. Guiana Bull., 25, 102 p.

Valeton, I., 1971. «Tubular fossils on the bauxites and the underlying sediments of Surinam and Guyana», Geol. Mijnb., 50 (6), 733—741.

Williams, E., et al., 1967. «The folded Precambrian of northern Guyana related to geology of the Guiana Shield, with age data by, N. J., Shelling», Guyana Geol. Surv. Records, 5, 60 p.

ГВИАНА (ФРАНЦУЗСКАЯ)

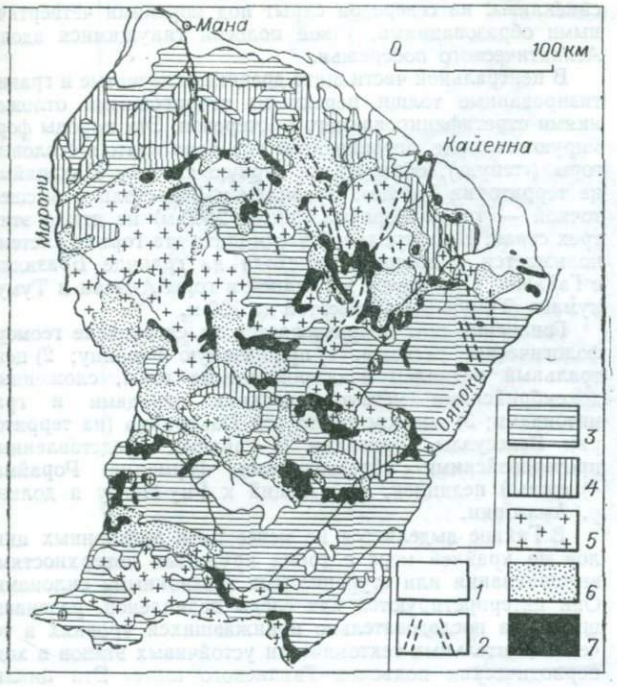
Гвиана — владение Франции (с 1946 г. — «заморский департамент» Франции), расположена на Атлантическом побережье в северо-восточной части Южной Америки. Площадь 91 тыс. км². На севере и северо-востоке омывается водами Атлантического океана, на востоке и юге граничит с Бразилией, на западе — с Суринамом. В ее состав входят также три небольших шельфовых островка Иль-дю-Салют (острова Спасения).

Прибрежная равнина Гвианы представляет собой зону аккумуляции амазонского ила и песчаного материала, приносимого из внутренних областей. Она подразделяется на влажные и сухие саванны, песчаные гряды и мангровые болота, прослеживающиеся более чем на 30 км в глубь страны. К югу от этой равнины наблюдается ряд останцов каменистых эрозионных поверхностей, постепенно повышающихся в рельефе от 25 до 600 м и более.

Около 90% площади страны, за исключением прибрежного района, покрыто влажными лесами. Климат тропический, умеряемый дующими с востока пассатами. Средняя температура 26° С. Главный сезон дождей длится с апреля по июль, второй дождливый период приходится между декабрем и февралем. Годовая норма осадков — около 3000 мм.

Наиболее важные полезные ископаемые — золото и бокситы.

В геологическом отношении территория Гвианы является частью Гвианского докембрийского щита. Только в районе Прибрежной равнины поверхность щита перекрыта третичными и четвертичными отложениями. В истории геологического развития Гвианы выделяется несколько



Схематическая геологическая карта Гвианы. По Геологической карте м-ба 1 : 2 000 000. Кайенна, 1959 г.

1 — четвертичные отложения; *2* — долериты; *3* — «карибские» граниты и мигматиты; *4* — верхний докембрий (серии Орапу, Бонидоро); *5* — «гайанские» граниты и мигматиты; *6* — нижний докембрий (серии Парамака, Иль-де-Кайенне); *7* — диориты, габбро, амфиболиты.

этапов осадконакопления, магматизма и тектонических движений (рисунок).

Наиболее древние ката- и мезометаморфические породы (амфиболиты, кварциты, гнейсы), возраст которых около 3 млрд. лет, приблизительно 2,5—2,6 млрд. лет назад подверглись воздействию первой гвианской гранитизации («натриевый метаморфизм»). За этим периодом магматизма, когда сформировались «гайанские граниты» (гвианский комплекс), последовало образование серии Парамака (аналог формации Барама) с осадочной нижней и вулканогенной верхней частью разреза.

Вслед за периодом омоложения в результате повторной активизации «гайанских гранитов», 2,0—2,35 млрд. лет назад, возобновилась седиментация: отлагались фации флишевого типа серии Бонидоро (аналоги формаций Розебел — Куюни, которые после краткого перерыва сменились молассовыми фациями серии Орапу — аналогами формаций Армина—Хаймарака). Около 1850—2050 и 2100—2200 млн. лет назад вся эта ассоциация подверглась воздействию карибской или трансамазонской гранитизации с образованием метаморфических и синтектонических гранитов (граниты-3 — аналоги серий гранитов Южной Саванны и Молодых гранитов). Вслед за этим произошла интрузия «гранитов галиби». Породы комплекса Рорайма, имеющие возраст 1,5—1,6 млрд. лет и хорошо известные в Суринаме и Гайане, здесь отсутствуют. Докембрийская история геологического развития территории завершилась внедрением долеритов около 1,7 млрд. лет назад. Второй этап внедрения долеритов относится к пермотриасу.

Основные черты рельефа Гвианы определяются несколькими этапами пенепленизации, начавшейся: видимо, в раннем мелу и продолжавшейся еще в четвертичном периоде.

Размеры Прибрежной равнины на территории Гвианы более ограниченные, чем на территории Суринама и Гайаны. Докембрийские породы здесь обнажаются даже вдоль береговой линии и на шельфовых островах Иль-дю-Салют. Отложения Прибрежной равнины, имеющие максимальные мощности, установлены вблизи устьев рек Марони и Мана, в северо-западной части этого региона. Они представлены палеоценовыми морскими и аллювиально-морскими осадками мощностью до 50 м; выше залегают плио-плейстоценовые песчаные породы, морские в нижней части разреза и дельтовые в верхней. Обнажающиеся на поверхности остаточные и аллювиальные пески (аналоги верхней части белых песков Зандерей) также относятся к плио-плейстоцену.

Аллювиально-морские и дельтовые (в нижней части) и морские (в верхней части) отложения серии Косвин — аналоги Древних слоев Прибрежной равнины (формация Коропина) — также имеют позднеплейстоценовый возраст и соответствуют рисс-вюрмской и I и II вюрмским межледниковым эпохам. За ними последовало формирование серии Демерара (аналога молодых отложений прибрежной равнины Демерара), представленной морскими каолинитовыми глинами с песчаными прослоями, отложившимися в прибрежных лагунах раннеголоценвого (фландрского) возраста.

Современные отложения представлены морскими и литоральными илами, песчаными барами. В настоящее время в результате воздействия вдольберегового «Гвианского» течения от устья Амазонки происходит быстрое намывание берега.

Г. К. Броувер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barruol, J., 1966. «Sur l'établissement de la carte géologique en Guyana française — méthodes—résultats», Brazil, Div. Geol. Mineral., Avulso, 41, 153—156.

Choubert, B., 1949. Géologie et Petrographie de la Guyane Française. Paris: O. R. S. T. O. M., 120 p.

Choubert, B., 1969. «Les Guyano-éburnéides de l'Amérique du Sud et de l'Afrique occidental (essais de comparaison géologique)», Bull. B. R. G. M. (Paris), Ser. 4 (4) 2, 36—68.

Choubert, B., 1974. «Le Précambrien des Guyanes», Mém. B. R. G. M. (Paris), 81.

Spooner, C. M., et al., 1971. «Rb—Sr whole-rock age of the Kanuku complex, Guyana», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 207—210.

ГВИАНСКИЙ ЩИТ (региональный обзор)

Гвианский щит находится на северо-востоке Южной Америки * и ограничен с северо-востока Атлантическим океаном, с северо-запада — р. Ориноко, с юга и юго-востока — р. Амазонкой. Обращенная к океану фронтальная часть щита имеет протяженность более 2000 км, площадь его составляет 1800 тыс. км².

Гвианский щит расположен по обе стороны от экватора и характеризуется тропическим климатом экваториального типа: с двумя сухими и двумя дождливыми сезонами. Жара умеряется пассатами, дующими с востока и северо-востока. Годовой объем осадков очень велик (2500—5000 мм), он уменьшается в западном направлении. Среднегодовая температура составляет приблизительно 26° С. Бóльшая часть территории покрыта сплошными тропиче-

* Гвианский щит (часть Гвианско-Бразильского мегащита) является самым северным выступом фундамента Южно-Американской платформы. — *Прим. пер.*

скими лесами. Вдоль побережья, а также во внутренних районах идут узкие полосы саванн (например, Рупунуни и Боа-Виста).

Гвианский щит находится на территории «трех Гвиан»: Гайаны (площадь 231,8 тыс. км²), Суринама (173,8 тыс. км²), Гвианы (88,2 тыс. км²). Кроме того, он захватывает восточные районы Венесуэлы и северные провинции Бразилии, общей площадью 1306 тыс. км² (см. также Гайана, Суринам, Гвиана, Венесуэла, Бразилия).

Добыча полезных ископаемых в пределах Гвианского щита повсеместно предшествовала его доскональному геологическому изучению. Первые мореплаватели прибыли к этим берегам в погоне за легендарным золотом Эльдорадо; не найдя его, пионеры (первые переселенцы из Старого Света), селившиеся здесь, начали заниматься сельским хозяйством. В 1853 г. в Гвиане, в 1884 г. в Гайане, а в 1885 г. в Суринаме обнаружили золотые самородки. В 1887 г. на территории Гайаны были найдены первые алмазы, а в 1910 г. здесь открыли бокситы, залежи которых начали разрабатывать через семь лет. В Гвиане бокситы обнаружили незадолго до второй мировой войны; они эксплуатируются с 1949 г. Марганец был найден в Гайане в 1903 г. и добывался с 1960 по 1968 г.; в бразильской провинции Амана крупный марганцевый рудник действует с 60-х годов нашего века.

Геоморфология

С геологической точки зрения Гвианский щит представляет собой древний докембрийский массив с длительной историей континентального развития. Он сложен разнообразными свитами осадочных и магматических (вулканических и интрузивных) пород, подвергшихся складчатости и метаморфизму в процессе по крайней мере двух крупных циклов тектогенеза в архее и протерозое. В настоящее время щит эродирован и представляет собой расчлененный педиплен, абсолютные высоты которого редко превышают 250 м, лишь иногда встречаются остроконечные массивы с высотами до 500 и даже 1000 м, а также плоскогорья. Педиплен расчленен многочисленными водотоками и образует эрозионный рельеф.

В структурном отношении Гвианский щит — обширное сводообразное поднятие. Докембрийский фундамент вдоль предгорий Андийских Кордильер (равнины Венесуэлы и Колумбии) погружается в западном направлении под молодые (кайнозойские) отложения. На юге фундамент перекрыт морскими палеозойскими осадками Амазонской синеклизы, на севере он скрыт под морскими четвертичными образованиями, узкой полосой тянущимися вдоль Атлантического побережья.

ТАБЛИЦА 1

Поверхности выравнивания

Поверхность	Абсолютные высоты (приблизительные данные), м	Предположительный относительный возраст
Без названия	Около 900	?
Копинанг	600—700	Поздний мел—палеоген
Кайетеур	400—450 (в горах Пакарайма)	Неоген
	200—300 (вблизи Бартика)	
Рупунуни	100—140 (до 180 м, в прибрежной зоне)	Поздний неоген
Мазаруни	Около 75 (днища речных долин)	Четвертичный период

В центральной части щита древние складчатые и гранитизированные толщи перекрыты терригенными отложениями стратифицированного протерозоя. Эти породы формируют высокие, ограниченные уступами плато и столовые горы («тепуи»), образующие горную систему Пакарайма на территории Гайаны, Бразилии и Венесуэлы с высшей точкой — горой Рорайма (около 2500 м) на стыке этих трех стран. В центральной части щита эта горная система понижается к востоку, переходя на границе Бразилии с Гайаной, Суринамом и Гвианой в горы Акараи и Тумукумаке (Тумук-Умак) высотой до 700 м.

Гвианский щит подразделяется на следующие геоморфологические регионы: 1) прибрежную равнину; 2) центральный педиплен и остроконечные горы, сложенные докембрийскими метаморфическими породами и гранитоидами; 3) высокие плато гор Пакарайма (на территории Венесуэлы, Бразилии и Гайаны), представленные протерозойскими образованиями формации Рорайма; 4) южный педиплен, убывающий к Риу-Негру и долине р. Амазонки.

В Гайане выделяется не менее пяти эрозионных циклов по крайней мере с тремя крупными поверхностями выравнивания или ступенчатыми эрозионными склонами. Они интерпретируются как следы педипленов, развивавшихся на последовательно понижавшихся уровнях в течение длительных тектонически устойчивых этапов в ходе периодических подъемов Гвианского щита. Эти циклические движения коррелируются с перерывами в осадконакоплении, устанавливаемыми палинологическими методами в прибрежной равнине Гайаны, а также с аналогичными особенностями соседних осадочных бассейнов. Выявленные поверхности выравнивания приведены в табл. 1 [McConnell R. B., 1968].

Эти периоды пенепленизации могут быть сопоставлены с циклом пенепленизации, описанным в Гвиане Б. Шубером, в Суринаме Л. О'Херном, в Восточной Бразилии Л. К. Кингом, с аналогичной цикличностью развития рельефа африканских щитов.

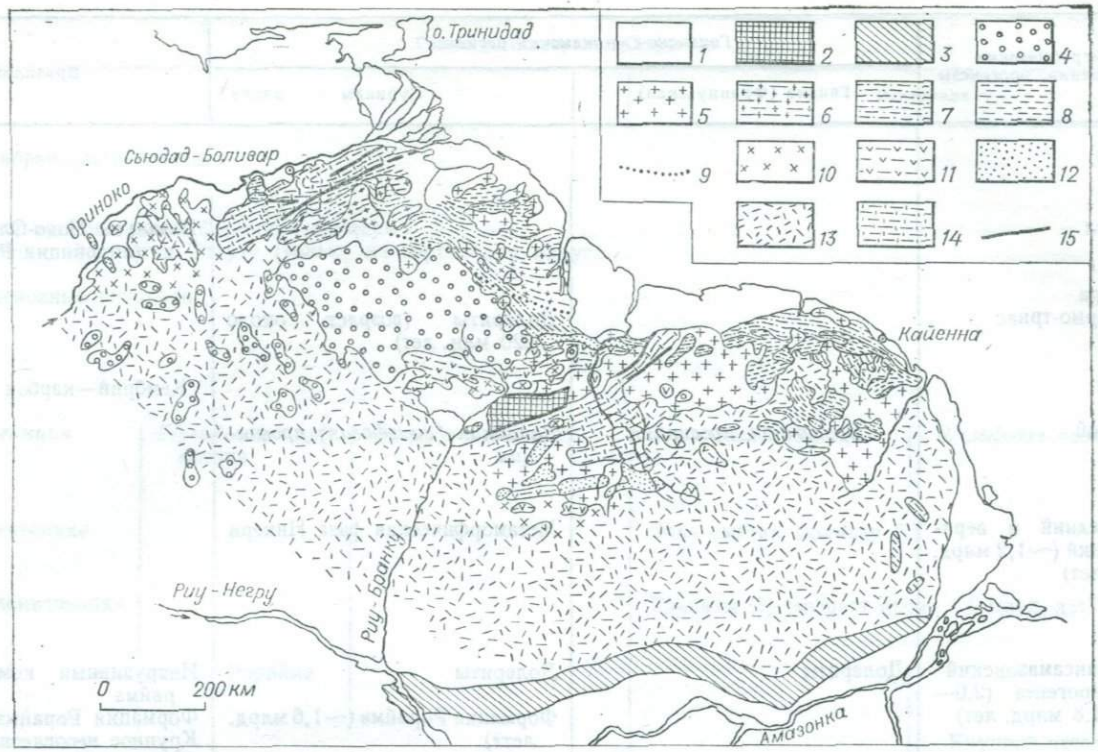
Главные факторы, контролирующие современный облик гидрографической сети Гайаны, частично связаны с первоначальным консеквентным дренажем * Гвианского щита, частично с литологией и структурой и частично с недавними сводовыми поднятиями. Определенную роль в формировании гидрографической сети играли также перехваты рек.

Геологическое строение

Территория Гайаны, Суринама и Гвианы сложена главным образом породами складчатого докембрийского фундамента, перекрытыми обломочными протерозойскими толщами и местами, главным образом на прибрежных равнинах и в гайанской рифтовой долине Такуту, третичными и четвертичными отложениями (рисунок).

Складчатый докембрийский фундамент. Изучение Гвианского щита осложнено плохой обнаженностью территории, связанной с густой залесенностью и развитием мощного поверхностного слоя сапролита, образовавшегося в условиях тропической коры выветривания коренных — метаморфических и изверженных — пород; значительные затруднения обусловлены также общим для всех щитов обстоятельством: крайне сложным геологическим строением их.

* Консеквентными называют дренажные системы, ориентировка которых зависит от общей формы и наклона земной поверхности или контролируется ими. — *Прим. пер.*



Схематическая геологическая карта Гвианского щита.

Отложения: *1* — третичные и четвертичные (прибрежные формации; белые пески серии Бербис); *2* — юрско-меловые (формация Такуту); *3* — палеозойские оливиновые долериты; *4—9* — нижнепротерозойские (*4* — формация Рорайма, *5* — граниты трансамазонского цикла, *6* — то же, мигматизированные, *7* — группы Пастора, Мазаруни, Армина, Орапу и Бонидоро, *8* — группы Каричапо, Барама, Парамака и Амапа, *9* — южная граница распространения эвгеосинклинальных фаций Гайаны); *10—12* — аналоги шельфовых фаций (*10* — граниты гранофировые и порфировые, *11* — интрузивные комплексы Кучиверо, Суруму, Ивокрама, Дальбана и Куювини, *12* — формации Чинаруко, Мурува и Стон); *13—14* — архейские (*13* — граниты и гнейсы, частично реактивированные около 2 млрд. лет назад, *14* — комплексы Иматака, Кануку, Адампада-Фалаватра и Иль-де-Кайенне); *15* — основные зоны разломов.

Первая современная геологическая карта «трех Гвиан» была представлена на Международном геологическом конгрессе в 1952 г. [Choubert B. e. a., 1954]. Позднее в этих странах, особенно с появлением методов аэрофотосъемки [Choubert B., 1957], было проведено более детальное геологическое картирование, увязанное с результатами геологических съемок в Венесуэле и Бразилии. Изучение изотопного состава позволило установить сходный характер абсолютных возрастов пород от Гвианы и Суринама до Гайаны и Венесуэлы. Это дало возможность проиндексировать и сопоставить полученные на разных территориях геологические материалы и обобщить их на общепринятой корреляционной схеме докембрийских образований щита. На основании имеющихся геологических и геохронологических данных могут быть выделены три главных стратиграфических подразделения докембрия Гвианского щита.

1. Архей (с возрастом до 2,5 млрд. лет). Представлен высокометаморфизованными гнейсами с пироксеновыми гранулитами (типа чарнокитовых гнейсов), итабиритами и широко развитыми гранитоидами «фундамента». Все эти образования подверглись складчатости и метаморфизму в ходе иматаканского орогенеза, возраст которого определяется П. Харли и Дж. Рэндом [Hurley P. M., Rand J. R., 1971], а также П. Харли с соавторами [Hurley P. M. e. a., 1972] 3,0—2,7 млрд. лет, что соответствует гилейскому циклу Б. Шубера [Choubert B., 1969]. В ходе позднейшего орогенеза эти породы были частично омоложены.

2. Нижнепротерозойские складчатые метаосадочные и вулканические породы с возрастом моложе 2,5 млрд. лет и более древние, чем широко распространенные граниты трансамазонского цикла, уверенно датируемые 2,0—1,8 млрд. лет.

3. Песчаники и глинистые сланцы стратифицированного протерозоя моложе гранитов, но древнее основных интрузивов, датируемых 1,7 млрд. лет.

Позднейшее изотопное изучение главных орогенических поясов, проведенное П. Харли с соавторами, оправдывает использование классических терминов «архей» и «протерозой».

Архей. Характерная особенность архея — наличие интенсивно складчатого и высокометаморфизованного комплекса осадочных и вулканогенных пород с полосчатыми железистыми кварцитами (итабиритами) и пироксеновыми гранулитами (табл. 2). Комплекс Иматака в восточной части Венесуэлы [Bellizzia A., Martin-Bellizzia C., 1956; Short K. C., Steenken W. F., 1962; Kalliokoski J., 1965] сложен преимущественно гранито-гнейсами и включает мощные толщи железистых кварцитов и гнейсов на гранулитовой стадии метаморфизма; они датируются [Hurley P. M. e. a., 1967; Hurley P. M., Rand J. R., 1971] приблизительно 3,0 млрд. лет или более.

Группа (или комплекс) Кануку в южной части Гайаны [Singh S., 1966; Berrangé T. P., 1972], представленная высокометаморфизованными гнейсами и пироксеновыми гранулитами чарнокитового типа, согласно структурным, петрографическим и стратиграфическим признакам считается архейской [Williams E. e. a., 1967; McConnell R. B., Williams E., 1970]. Эти породы подвергались более позднему тектоническому и термальному воздействию [Barron C. N., 1962; Singh S., 1966; Berrangé J. P., 1972], их

ТАБЛИЦА 2

Стратиграфическая корреляционная схема Гвианского щита

Стратиграфические подразделения, орогенезы	Гвианско-Суринамский регион				Бразилия	Гайанско-Венесуэльский регион				
	Гвиана (Французская)	Суринам				Гайана			Венесуэла	
Кайнозой					Аллювиальные и прибрежные отложения					
Мезозой Мел					Базальты Ново-Олинда Тукано (провинция Риу-Бранку)	Маастрихтская вулканогенная формация Апотери Вельдские фации: формация Такуту (только на территории округа Репунуни)				
Юра Пермо-триас		Долериты (возраст около 220 млн. лет)				Небольшие основные интрузии				
Палеозой					Кембрий—карбон					
Протерозой	*Восточная провинция*	*Западная (шельфовая) провинция*				*Южная провинция*	*Шельфовая провинция*	*Северная провинция*	*Восточная провинция*	*Шельфовая провинция*
Средний и верхний (~1,2 млрд. лет)		Метаморфическая фаза Никери				Блоковая тектоника			Зона смятия Боливар (?)	
						Фаза милонитизации К'Мудку			Граниты (?) (возраст около 1,5 млрд. лет?)	
Трансамазонский орогенез (2,0—1,8 млрд. лет)	Долериты	Долериты			Интрузивный комплекс Рорайма	Интрузивный комплекс Рорайма (~1,7 млрд. лет)				
		Формация Рорайма (~1,6 млрд. лет?)			Формация Рорайма	Формация Рорайма				
		Крупное несогласие			Крупное несогласие	Крупное несогласие				Крупное несогласие
Нижний протерозой	Граниты галиби Карибские граниты Гайанские граниты (омоложенные)	Граниты-2, граниты-3 (~2 млрд. лет)	Плутонический и вулканогенный комплекс кислого состава (1810 млн. лет)		Граниты серии Суруму (в провинции Риу-Бранку)	Группа Куювини. Плутонический и вулканогенный комплекс кислого состава	Интрузивный комплекс Ивокрама	Группа Молодых гранитов (2 млрд. лет)		
			Вулканогенная формация Дальбана			Южногайанский гранитный комплекс (~1845 млн. лет)	Формация Мурува	Комплекс гнейсов Бартика	Гранитный комплекс Энкрусихада	Интрузивный комплекс Кучиверо
								Группа Мазаруни (формации Хаймарака и Куюни)	Комплекс Супамо (омоложенный; ~2 млрд. лет) *Группа Пастора*	Граниты Паргуаса Формация Чинаруко
	Серия Орапу Серия Бонидоро Серия Парамака Вулканогенно-осадочные	Серия Армина Серия Розебел (формация Стон) Формация Парамака (формация Матапи) Группа Тапай (на юге — итабириты?)			Серия Амапа Группа Серра-ду-Навиу	Группа Квитаро		Группа Барама	Группа Каричапо	
Архей					Крупное несогласие					
Иматаканский орогенез (3,0—2,7 млрд. лет)	Гайанские граниты (частично реактивированные около 2 млрд. лет назад)	Часть комплекса гранитов-2 (?)			Граниты фундамента (частично омоложены около 2 млрд. лет назад?)	Южногайанский (?) гранитный комплекс (реактивирован 2 млрд. лет назад)	Граниты Макарапан	Фундамент не изучен	Комплекс Супамо (гранито-гнейсы). Реактивация. Комплекс Иматака (~3,4—3,0 млрд. лет)	
	Серия Иль-де-Кайенне	Группы Адампада-Фалаватра (высокометаморфизованные породы) и Тапай (?)			Гранулиты формации Фалсино (?) (на территории провинции Амапа)	Группа Кануку (высокометаморфизованные породы)			Итабириты, кварцево-полевошпатовые и роговообманко-пироксеновые гнейсы	

абсолютный возраст 2,1—2,0 млрд. лет [Snelling N. J., Berrangé J. P., 1970; Spooner C. M. e. a., 1971] свидетельствует, по-видимому, о снижении изотопных отношений. По данным геологической съемки было установлено, что группы Адампада-Фалаватра и Коэрони Суринама [Janssen J. J., 1966; Bosma W., Groeneweg W., 1970] синхронны группе Кануку. Возможно, что к этому подразделению относится и группа Иль-де-Кайенне, или гилейская система Гвианы, выделенная Б. Шубером [Choubert B., 1965, 1969] и сложенная амфиболитами, кварцитами и парагнейсами; ее формирование завершилось внедрением кварцевых диоритов и гранодиоритов.

При геологической съемке территории Южной Гайаны были выявлены обширные площади развития «некоррелированных» гранитов и гнейсов [Williams E. e. a., 1967]. Ж. Беранже [Berrangé J. P., 1972] закартировал бо́льшую часть их как гранулиты и мигматиты комплекса Кануку. Другая часть, включающая бывшие граниты Южной Саванны [Barron C. N., 1962; McConnell R. B., 1961], именуется ныне южногайанским гранитным комплексом (см. ниже); слагающие их породы рассматриваются преимущественно как автохтонные граниты, омоложенные во время трансамазонского цикла (около 2 млрд. лет назад).

Этот обширный гранитоидный педиплен прослеживается на восток, в пределы Южного Суринама и Гвианы; на территории последней они получили названия: более древние — гайанские граниты, и более молодые — карибские, а в Суринаме — граниты-2 и граниты-3, которые Г. Примом были датированы трансамазонским возрастом. Однако Б. Шубер [Choubert B., 1969] установил, что гайанские граниты частично могут быть архейскими, хотя и омоложенными в ряде участков в течение трансамазонского эпизода. На более поздней карте У. Босма и У. Грёневег [Bosma W., Croeneweg W., 1970] объединили суринамские граниты в единый комплекс, а Г. Прим с соавторами [Priem H. N. e. a., 1971] считают их плутоническими представителями кислого состава трансамазонского фундамента (с возрастом 1810 млн. лет). Однако, как и в случае гайанских гранитов, можно предположить, что здесь идет речь об омоложении более древних гранитов. А. Беллиция [Bellizzia A., 1972] и К. Мартин-Беллиция [Martin-Bellizzia C., 1972] рассматривают развитые далее к западу гранитоидные породы Амазонской провинции, не претерпевшие омоложения, как архейский комплекс Супамо, а О. Барбоза и Ж. Рамос [Barbosa O., Ramos J. R., 1959] предполагают, что тот же возраст имеет гранитоидное основание бразильской провинции Риу-Бранку. Пироксеновые гранулиты среди гранодиоритовых и адамеллитовых гнейсов и мигматитов были описаны В. Скарпелли [Scarpelli W., 1966] в районе р. Фалсину в бразильской провинции Амапа.

Нижний протерозой. Это — главное стратиграфическое подразделение Гвианского щита, сложено геосинклинальными, шельфовыми и эпиконтинентальными комплексами, в дальнейшем испытавшими складчатость, преимущественно эпизональный метаморфизм, анатексис и внедрение синорогенных и посттектонических гранитов. На основании многочисленных изотопных исследований гранитов [Choubert B., 1964; Snelling N. J., 1964, 1965; Priem H. N. e. a., 1971, 1973; Posadas V. G., Kalliokoski J., 1967] время действия этих процессов определяется 2,0—1,8 млрд. лет. В Гвиане этот процесс известен под названием карибского, а в Гайане — акавайского тектономагматического эпизода (фазы) [Williams E. e. a., 1967]. В настоящее время вследствие широкого распространения по всей территории Южной Америки его предложено именовать трансамазонским орогеническим циклом [Hurley P. M. e. a., 1967]. Нижнепротерозойские толщи накапливались, очевидно, в двух геосинклинальных впадинах: Гайанско-Венесуэльской на западе и Гвианско-Суринамской на востоке, разделенных архейской грядой, окаймленной протерозоем, который представлен шельфовыми фациями [McConnell R. B., Williams E., 1970].

В качестве стратотипического разреза нижнего протерозоя принимается надгруппа Барама — Мазаруни [McConnell R. B., 1958; Williams E. e. a., 1967] Северной Гайаны. В центре и на северо-западе Гайаны эти толщи эвгеосинклинальной природы имеют следующее строение.

1. Группа Барама (подошва не установлена) преимущественно метаосадочных пелитовых пород с метаморфизованными лавами и пирокластическими образованиями, местами характеризующимися присутствием гондитов и марганецсодержащих филлитов. 2. Эта группа согласно перекрывается отложениями группы Мазаруни, в состав которой входят формации Куюни, представленная галечниковыми песчаниками и внутриформационными конгломератами грауваккового комплекса с прослоями кислых — основных вулканитов, и Хаймарака, сложенная согласно залегающими аргиллитами и граувакками (свидетельствующими о возобновлении пелитовой седиментации), без значительных следов вулканической деятельности. Вся толща подверглась складчатости, сопровождавшейся почти вертикальным кливажем и была метаморфизована до стадии зеленых сланцев с образованием во время акавайской тектонической фазы гнейсо-гранитов (группа более молодых гранитов), местами формирующих мигматитовые комплексы.

Южнее 5—6° с. ш. в группе Мазаруни по направлению к югу и к востоку начинают появляться ортокварциты, вулканические агломераты и туфы, свидетельствующие о смене по мере приближения к архейскому форланду эвгеосинклинальных условий шельфовыми. В этом же направлении формации Куюни и Хаймарака замещаются формацией ортокварцитов Мурува, перекрывающейся мощной толщей риодацитовых метавулканитов (игнимбритов?), связанных с порфировыми и гранофировыми гранитами «магматического комплекса (или группы) Ивокрама» [Berrangé J. P., 1972]. Эти породы удалось проследить в западном направлении; оказалось, что они эквивалентны формации Суруму бразильской провинции Риу-Бранку [Barbosa O., Ramos J. R., 1959, 1961]. Зона сочленения нижнепротерозойской геосинклинальной впадины Северной Гайаны с архейским форландом — зона проявления интенсивных дислокаций, представленная в Южной Гайане рифтовой долиной Такуту.

К северо-западу, в Венесуэле, эвгеосинклинальная надгруппа Барама — Мазаруни переходит в надгруппу Пастора — Каричапо [Kalliokoski J., 1965; McCandless G. S., 1968; Bellizzia A., 1972; Martin-Bellizzia C., 1972]. Группа Пастора приблизительно соответствует группе Мазаруни, а группа Каричапо — группе Барама. Молодые гайанские интрузии представлены трансамазонскими гранитами, абсолютный возраст которых, по определениям П. Харли с соавторами [Hurley P. M. e. a., 1967], около 2 млрд. лет. Близость архейского форланда к северо-западной части Гвианского щита проявляется в наличии формации ортокварцитов Чинаруко и магматического комплекса Кучиверо, описанных Г. Маккендлсом [McCandless G. C., 1966, 1968] и В. Мендозой [Mendoza V., 1972] и коррелируемых соответственно с гайанскими формациями Мурува и Ивокрама и с формацией Суруму бразильской провинции Риу-Бранку (см. рисунок).

В Суринаме, к югу от 5° с. ш., формации Дальбана и Стон, описанные М. Лембаном-Тобингом [Loemban-Tobing M., 1966], продолжаются на восток как формации Ивокрама и Мурува соответственно. Этот переход указывает на то, что в раннем палеозое в обрамлении архейского форланда, представленного гнейсами Фалаватра, продолжали существовать шельфовые условия. Однако наличие под отложениями формации Стон спилит-кератофиров формации Матапи позволяет предполагать, что первая трансгрессивно перекрывает отложения, эквивалентные таковым группы Мазаруни [Bosma W., Groeneweg W., 1970].

Нижнепротерозойские образования, отвечающие шельфовым условиям, располагаются дугообразно, прослеживаясь от северо-западной части Суринама в западном направлении через центральную часть Гайаны в бразильскую провинцию Риу-Бранку, а затем на запад-северо-запад, вплоть до района Рио-Каура Венесуэлы (с координатами 7° с. ш. и 65° з. д.). Эта протяженная дуга ограничивает область распространения эвгеосинклинальных фаций, установленных для метаморфической ассоциации Барама — Мазаруни Северной Гайаны (см. рисунок) и Пастора — Каричапо Венесуэлы. Этой дугой фиксируется Гайанско-Венесуэльская нижнепротерозойская геосинклинальная впадина, удлиненная в субширотном (запад-северо-западном) направлении, разделенная на севере Атлантическим побережьем.

На юге и на западе дуга ограничена форландом, включающим описанные выше архейские породы. Граница между нижним протерозоем и археем проходит по крупной зоне смятия, прослеженной на территории Южной Гайаны, Западного Суринама и штата Боливар Венесуэлы. На востоке, за грядой архейских гнейсов Фалаватра северо-восточного простирания, на значительной площади развиты граниты и синхронные им вулканиты кислого состава [Verhofstad J., 1970; Bosma W., Groeneweg W., 1970]; на основе многочисленных определений абсолютного возраста пород Г. Примом с соавторами [Priem H. N. e. a., 1971] этот комплекс был назван «кислым вулкано-плутоническим основанием».

Г. Прим сопоставляет указанные выше породы с формацией Дальбана и с интрузивным комплексом Ивокрама Гайаны и высказывает предположение, что эти магматические породы связаны с конечной стадией трансамазонской тектоно-магматической фазы и, таким образом, они моложе группы Мазаруни. Группа Куювини Южной Гайаны [Barron C. N., 1962], по данным Ж. Беранже [Berrangé J. P., 1972], сложена риодацитовыми лавами и туфами с комагматическими интрузиями порфиров, гранофиров и субвулканических гранитоидов, предположительно коррелируемых с интрузивным комплексом Ивокрама и, следовательно, с трансамазонскими кислыми породами фундамента в Суринаме.

На юге Гайаны между комплексом Кануку и субвулканической группой Куювини залегает обширный южногайанский гранитный комплекс, включающий граниты Южной Саванны [Barron C. N., 1962], которые прорывают в периферических зонах группу Кануку [Singh S., 1966]. Однако Ж. Беранже [Berrangé J. P., 1972] рассматривает их как преимущественно автохтонные или паравтохтонные, предполагая тем самым, что они слагают архейский фундамент, но реактивированный и поэтому отвечающий трансамазонскому этапу [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969]. В кровле этих гранитов залегают прорванные ими пять изолированных останцов метаосадочных формаций, объединенных Ж. Беранже [Berrangé J. P., 1972] в группу Квитаро.

Возникновение пород группы Квитаро в течение трансамазонской тектоно-магматической фазы позволяет коррелировать их с нижним протерозоем Гвианского щита. Очевидно, они скорее могут быть связаны с толщами Гвианско-Суринамской впадины, чем с образованиями Северной Гайаны.

Исследования, проводившиеся в Гвиане с 1948 г. Б. Шубером [Choubert B., 1965, 1969], а также Ж. Барюолем, Г. Брувером и другими, послужили прочной основой для стратиграфического изучения этой страны. Серия Парамака соответствует, по-видимому, группе Барама и также содержит гондиты и марганецсодержащие филлиты. Выше несогласно [Barruol J., 1961] залегает преимущественно обломочная формация Бонидоро, напоминающая формацию Куюни, и однозначно коррелируемая с ней. Над Бонидоро также несогласно располагается глинистая формация Орапу, которая, по всей вероятности, соответствует формации Хаймарака. Вулканизм, активно проявившийся при образовании формации Куюни и установленный в породах Хаймарака, практически отсутствует в формациях Бонидоро и Орапу, что делает еще более убедительным их сходство с флишевыми фациями геосинклинального выполнения.

Хотя отложения формаций Парамака, Бонидоро и Орапу разделены несогласиями, они были синхронно смяты в складки во время основного цикла тектогенеза и прорваны карибскими гнейсо-гранитами, возраст которых [Choubert B., 1964] составляет 2,2—1,8 млрд. лет, т. е. трансамазонский. Как уже отмечалось, часть гранитов Гвианы и Суринама, по-видимому, относится к архейскому фундаменту, омоложенному трансамазонскими движениями, что принимается и Б. Шубером [Choubert B., 1969].

Восстановление стратиграфии Восточного Суринама в значительной мере осложняется трансамазонской гранитизацией, однако установлено, что формация Парамака соответствует одноименному подразделению Гвианы и перекрывается формациями псаммито-псефитовой Розебел и пелито-псаммитовой Армина [O'Herne L., 1966], условно сопоставляемыми с формациями Бонидоро и Орапу. У. Босма и У. Грёневег [Bosma W., Groeneweg W., 1970] объединили эти формации (включая формацию Стон) в группу Маровейне.

Описанная выше Гвианско-Суринамская впадина была, по-видимому, менее погружена, чем Гайанская нижнепротерозойская впадина, поскольку вулканиты здесь встречены только среди пород серии Парамака. Более того, формации Бонидоро и Орапу разделены отчетливым несогласием, сопровождающимся базальными конгломератами, в то время как в Гайане наблюдается непрерывный разрез с содержанием только внутриформационных конгломератов турбидитового типа и спилит-кератофиров.

Сильный метаморфизм и интенсивная дислоцированность в значительной степени затрудняют оценку мощностей нижнепротерозойских толщ, хотя Б. Шубер [Choubert B., 1965] дает для нижней осадочной толщи формации Парамака Гвианы цифру 4000 м, а мощность формаций Бонидоро и Орапу определяет 2000 м каждую.

Стратифицированный протерозой. Складчатый нижний протерозой на обширной территории несогласно перекрывается пологозалегающей формацией Рорайма; она занимает в Гвиане, Венесуэле и Бразилии площадь около 163 тыс. км², слагая в центральной части щита горный массив Пакарайма и небольшие останцы в Суринаме. Ее отложения были значительно размыты и расчленены эрозией. А. Ганссер [Gansser A., 1954] оценивает первоначальную площадь их распространения в 1200 тыс. км². Они представлены кварцитовидными песчаниками и кварцитами с небольшим количеством конгломератов и глинистых сланцев, изредка с яшмами. Эта формация несогласно перекрывает складчатый нижний протерозой и граниты и прорвана долеритами и кварцевыми долеритами интрузивного комплекса Рорайма [Hawkes D., 1966b], для которых Н. Снеллинг [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969] установил возраст 1695 ± 66 млн. лет.

На этом основании был сделан вывод, что формация Рорайма сформировалась в интервале 1,8—1,7 млрд. лет, вскоре после поднятия и денудации нижнепротерозойского подвижного пояса. Г. Прим с соавторами [Priem H. e. a., 1973] по данным многочисленных определений считают, что возраст останцовой горы Тафелберг в Суринаме составляет 1600 ± 50 млн. лет. О. Барбоза и Ж. Рамос [Barbosa O., Ramos J. R., 1961] предположили, что протерозойская формация Рорайма была перекрыта пермокарбоновой формацией Кайетер, развитой на самых высоких вершинах. Однако детальное изучение гор Пакарайма геологической службой Гайаны [Bateson J. H., 1966] убедительно показало, что формация Рорайма представляет собой единую толщу, условно делящуюся на

три пачки лишь в соответствии с локальными несогласиями, а возраст Высокого Силла, залегающего на вершине горы Рорайма, был определен 1570 млн. лет [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969]. Поэтому нет никаких сомнений в том, что вся формация Рорайма имеет протерозойский возраст. Мощность ее Дж. Бейтсон оценивает 2000 м.

Протерозойские долериты. На всей площади фундамента Гвианского щита встречаются массивы, крупные дайки, наклонные залежи и силлы толеитовых долеритов. Особенно характерны силлы мощностью до 450 м в формации Рорайма и дайки в прилегающих участках фундамента, где они Д. Хоксом [Hawkes D., 1966a, 1966b] были названы интрузивным комплексом Рорайма. В Венесуэле эти долериты были изучены А. Беллиция [Bellizzia A., 1957]. В Гайане средний возраст этого комплекса 1675 млн. лет [McConnell R. B., Snelling N. J., 1969]; в Суринаме, по данным Г. Прима с соавторами [Priem H. N. e. a., 1971, 1973], аналогичный.

Верхний протерозой. Группа Кануку и южногайанский гранитный комплекс были нарушены зонами разломов (сбросо-сдвигов) северо-восточного или субширотного (восток-северо-восточного) простирания с милонитизацией и переплавлением пород вдоль них, образованием плотных черных псевдотахилитов и даже бластомилонитовых гнейсов. Эта тектоно-магматическая фаза, сопровождавшаяся процессами милонитизации (так называемый милонитовый эпизод К'Мудку [Barron C. N., 1962], более детально описанная Ж. Беранже [Berrangé J., 1972], оказала воздействие на изотопный возраст слюд в близлежащих трансамазонских гранитах, наиболее вероятный возраст которых 1,2 млрд. лет (минимальный по калий-аргоновому методу [Snelling N. J., McConnell R. B., 1969]). Та же тектоно-магматическая фаза установлена в Суринаме (метаморфический эпизод Никери) с возрастом также 12 млрд. лет [Priem H. N. e. a., 1971].

Установленный калий-аргоновым методом возраст гранитного тела, локализованного вдоль одного из крупных разломов зоны смятия Боливар на венесуэльской территории Гвианского щита, 850—1070 млн. лет [Kalliokoski J., 1965]. Эти и другие сравнительно небольшие значения возраста трансамазонских гранитов свидетельствуют о воздействии той же тектоно-магматической фазы.

Палеозой. Южная граница Гвианского щита в русле Амазонки окаймляется полосой пород палеозойского чехла (см. Бразилия).

Мезозой. Широко распространены позднетриасовые долеритовые дайки; на западе они имеют преимущественно северо-восточное (до ССВ) простирание, на востоке — главным образом субмеридиональное (ССВ). По калий-аргоновым датировкам их возраст около 220 млн. лет. Мезозойские отложения распространены в центральных районах Гвианского щита: в рифтовой долине Такуту на юге Гайаны и на территории бразильской провинции Риу-Бранку [Barbosa O., Ramos J. R., 1961]. В прибрежной низменности Гайаны под третичными и четвертичными отложениями скважинами вскрыты морские породы маастрихтского возраста. Рифтообразование сопровождалось спорадическим излиянием среднемеловых базальтов.

Кайнозой. Значительный, но довольно маломощный клин третичных и четвертичных отложений, более узкий в Гвиане и более широкий в устье рек Бербис и Корантейн (см. Гайана, Суринам, Гвиана), тянется вдоль побережья.

Структура

В целом Гвианский щит представляет собой обширный овальный купол складчатых метаморфических и кристаллических докембрийских пород, перекрытых протерозойской формацией Рорайма. В районе континентальной окраины образования докембрия испытывают значительное прогибание и перекрываются мезозойскими и кайнозойскими толщами прибрежной равнины. Последние прослеживаются также в глубь щита вдоль глубокого прогиба северо-восточного простирания, приуроченного к долинам рек Бербис и Корантейн.

В связи с метаморфизмом и гранитизацией структуры архея трудно распознаваемы. Очевидно лишь, что они имеют крутое залегание и субширотное, до северо-восточного, простирание. Нижний протерозой был смят в складки с осями преимущественно запад-северо-западного простирания и сопровождался заметным субвертикальным кливажем, маскирующим довольно отчетливую конфигурацию складок [Williams E. e. a., 1967, fig. 3].

Щит пересекают две очень крупные зоны смятия. Одна из них — Боливар — прослеживается на венесуэльской территории щита (см. рисунок), простираясь в субширотном (ВСВ) направлении на расстояние 400 км, и выражена крутопадающими зонами милонитизации шириной до 1 км, сопровождающимися полосами дробления пород, ширина которых достигает 4 км [Short K. S., Steenken W. F., 1962; Kalliokoski J., 1965]. Движения вдоль разломов, по-видимому, были преимущественно левосдвиговыми, но в связи с тем, что зона сдвига служит границей между архейским и нижнепротерозойским комплексами, не исключено и наличие вертикального смещения вдоль них. Зона смятия Кануку — Бакхис пересекает центральную часть щита между 3 и 4° с. ш. и также разделяет архейский и нижнепротерозойский комплексы. В Гайане вдоль этой зоны на расстояние 160 км тянется рифтовая долина Такуту шириной 50 км, содержащая мезозойские толщи мощностью около 2 км (см. Гайана).

Полезные ископаемые

Гвианский щит знаменит залежами высокосортных бокситов, обнаруженными в его прибрежной области, а также богатыми гематитовыми рудами, добываемыми в Венесуэле. Золото повсеместно связано с нижнепалеозойскими толщами и встречается в кварцевых жилах, приуроченных к периферическим частям гранитных батолитов; имеются очень богатые золотоносные жилы. Обнаружен также целый ряд небольших россыпных месторождений, некоторые из них разрабатываются до сих пор. В Гайане, Венесуэле и Бразилии встречаются алмазы, добываемые из речных галечников. Их происхождение непосредственно связано с конгломератами нижней пачки формации Рорайма, однако источники коренного залегания алмазов — кимберлитовые трубки — не обнаружены. В незначительном количестве добывают алмазы из пород формации Розабел в Суринаме.

Проводилась интенсивная разведка марганецсодержащих филлитов и гондитов в нижней, глинисто-вулканогенной, толще нижнего протерозоя. Месторождения марганца разрабатываются в Гайане и в бразильской провинции Амапа.

Интенсивные поисковые работы, проводимые на основе аэрофотосъемки, с применением современных геофизических, геохимических и космических методов позволили выявить медные и другие рудопроявления.

Р. Б. Макконнелл, Б. Шубер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barbosa, O., Ramos, J. R. de A., 1959. «Territoria do Rio Branco», Div. Geol. Mineral., (Brazil) 596, 46 p.

Barbosa, O., Ramos, J. R. de A., 1961. «Principal aspects of the geomorphology and geology in the Territory of Rio Branco, Brazil», Proc. 5th Inter. Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1959, 33—36.

Barron, C. N., 1962. «The geology of the South Savannas Degree Square», Geol. Surv. Br. Guiana Bull., 33, 29 p.

Barruol, J., 1961. «Le Bonidoro en Guyane Francaise», Proc. 5th Inter-Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1959, 57—67.

Bateson, J. H., 1966. «Some aspects of the geology of the Roraima Formation in British Guiana», Trans. 3rd Caribbean Geol. Conf., Jamaica, 1962, 144—150.

Bellizzia, A., 1957. «Consideraciones petrogeneticas de la provincia magmatica de Roraima (Guayana Venezolana)», Bol. Geol. (Venezuela), 4 (9), 53—81.

Bellizzia, A., 1972. «Presentación, del mapa geológico de la Guayana Venezolana», 9th Inter-Guiana Geol. Conf., Ciudad Guayana, May, 1972.

Bellizzia, A., Martin-Bellizzia, C., 1956. «Imataca Series», Stratigraphic Lexicon of Venezuela, Minist. Minas Hidrocarburas, Spec. Publ. 1, 254—256.

Berrangé, J. P., 1972. «The tectonic/geological map of Southern Guayana», 9th Inter-Guiana Geol. Conf., Ciudad Guayana, May, 1972.

Bosma, W., Groeneweg, W., 1970. «Review of the stratigraphy of Suriname», Proc. 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1969, 5, 29 p.

Choubert, B., 1957. «Essai sur la morphologie de la Guyane», Mém. Carte Géol. Dét. de la France. Paris: Dept. Guyane Fr., 43 p.

Choubert, B., 1964. «Ages absolus du Precambrien guyanais», C. R. Acad. Sci., 258, 631—634.

Choubert, B., 1965. «Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française», Bull. Soc. Géol. France, Ser. 7, 7, 129—135.

Choubert, B., 1969. «Les Guyano-Eburneides de l'Amerique du Sud et de l'Afrique Occidentale», Bull. B. R. G. M., Ser. 2,4 (4), 39—68.

Choubert, B., Schols, H., Bracewell, S., 1954. «La carte géologique des trois Guyanes», 19th Intern. Geol. Conf., 14, 371—377.

Gansser, A., 1954. «Observations on the Guiana Shield (S. America)», Eclog. Geol. Helvet., 47, 77—112.

Hawkes, D. D., 1966a. «Differentiation of the Tumatumari-Kopinang dolerite intrusion, British Guiana», Bull. Geol. Soc. Am., 77, 1131—1158.

Hawkes, D. D., 1966b. «The petrology of Guiana dolerites», Geol. Mag., 103, 320—335.

Hurley, P. M., Rand, J. R., 1971. «Outline of Precambrian chronology in lands bordering the South Atlantic, exclusive of Brazil», Mass. Inst. Tech. Dept. Earth Planet. Sci., Progr. Rept., 23—35.

Hurley, P. M., et al., 1967. «Test of continental drift by comparison of radiometric ages», Science, 157, 495—500.

Hurley, P. M., Kalliokoski, J., Fairbairn, H. W., Pinson, W. H., 1972. «Progress report on the age of granulite facies rocks in the Imataca Complex, Venezuela», 9th Inter-Guiana Geol. Conf., Ciudad Guayana, May, 1972.

Janssen, J. J., 1966. «Bauxite in the Adampada-Kabalebo area, Surinam», Proc. 6th Inter-Guiana Geol. Conf., Belem-Macapa.

Kalliokoski, J., 1965. «Geology of north-central Guayana Shield, Venezuela», Bull. Geol. Soc. Am., 76, 1027—1050.

McCandless, G. C., 1968. Mapa Geologico de la Region Septentrional del Escudo de Guayana Venezuela. Puerto Ordaz, Venezuela: Orinoco Mining Company, 1 : 500 000.

McConnell, R. B., 1958. «Provisional stratigraphical table for British Guiana», Annual Report Geol. Surv. Br. Guiana, 35—53.

McConnell, R. B., 1961. British Guiana, report on the Geological Survey Dept. for the year 1960. Georgetown: Geol. Survey, 72 p.

McConnell, R. B., 1968. «Planation surfaces in Guyana», Georg. J., 134, 506—520.

McConnell, R. B., Williams, E., 1970. «Distribution nd provisional correlation of the Precambrian of the Guiana Shield», Proc. 8th Inter-Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1, 1—22.

Martin-Bellizzia, C., 1972. «Relaciones estratigráficas y paleotectónicas del Escudo Guayanés», 9th Inter. Guiana Geol. Conf., Ciudad Guayana.

Mendoza, V., 1972. «Geologia del area del Rio Suapure, NW del Escuda de Guayana, Estado Bolivar, Venezuela», 9th Inter-Guiana Geol. Conf., Ciudad Guayana.

O'Herne, L., 1966. «A short introduction to the geology of Surinam», 7th Guiana Geol. Conf., Paramaribo.

Posadas, V. G., Kalliokoski, J., 1967. «Rb—Sr ages of the Encrucijada granite intrusive in the Imataca Comples, Venezuela», Earth Planet. Sci. Lett., 2, 210—214.

Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. T., Verschure, R. H., 1971. «Isotopic ages of the trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie Metamorphic Episode in the Precambrian basement of Suriname, South America», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1667—1680.

Priem, H. N. A., et al., 1973. «Age of the Precambrian Roraima Formation in northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1677—1684.

Scarpelli, W., 1966. «Preliminary geological mapping of the Flasino River», 7th Guiana Geol. Conf., Surinam.

Short, K. C., Steenken, W. F., 1962. «A reconnaissance of the Guayana Shield from Guasipati to the Rio Aro., Venezuela», Bol. Inform. Assoc. Venezolana Geol., Mineral y Petrol., 5, 189—221.

Singh, S., 1966. «Geology and petrology of part of the Guyana Shield in the south Savanna-Rewa area of Southern Guyana», Geol. Surv. Guyana, Bull. 37, 127 p.

Snelling, N. J., 1964. «Age determination unit», Annual Report 1964. London: Overseas Geol. Surv., 36.

Snelling, N. J., 1965. «Age determination unit», Annual Report 1964. London: Overseas Geol. Surv., 36.

Snelling, N. J., Berrangé, J. P., 1970. «The geochronology of Guyana II, results obtained in the period 1966—69», Proc. 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1969.

Snelling, N. J., McConnell, R. B., 1969. «The geochronology of Guyana», Geol. Mijnb., 48, 201—213.

Spooner, C. M., et al., 1971. «Rb—Sr whole-rock age of the Kanuku complex, Guiana», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 207—210.

Verhofstad, J., 1970. «The geology of the Wilhelmina Mountains in Surinam, with special reference to the occurrence of Precambrian ash-flow tuffs», Ph. D. thesis, Univ. Amsterdam.

Williams, E., Cannon, R. T., McConnell, R. B., 1967. «The folded Precambrian of northern Guyana related to the geology of the Guiana Shield, with age data by N. J. Snelling», Geol. Surv. Guyana Records, 5, 60 p.

КОЛУМБИЯ

Колумбия — государство на северо-западе Южной Америки, между 12° с. ш. и 4° ю. ш. Площадь 1138,9 тыс. км². Граничит на востоке с Венесуэлой и Бразилией, на юге — с Перу и Эквадором, на западе на протяжении 1500 км омывается Тихим океаном, на северо-западе (вдоль Карибского моря) — Атлантическим (протяженность морской границы здесь 1760 км).

Первые геологические описания Колумбии были сделаны в 1801 г. А. Гумбольдтом. Лишь немногие исследователи XIX в. после него занимались теми или иными вопросами геологии этой страны. В текущем столетии при составлении научных сбобщений широко использовались материалы поисков и разведок рудных месторождений и залежей углеводородов [Trümpy D., 1943]. Наиболее значительное региональное исследование было выполнено в 50-х годах Г. Бюрглем, опубликовавшим книгу



Рис. 1. Основные орографические элементы Колумбии.
I — Сьерра-Невада-де-Санта-Марта; *II—IV* — Кордильеры (*II* — Западная, *III* — Центральная, *IV* — Восточная); *V* — Макарена; *VI* — Льянос.

«Геологическая история Колумбии» [Bürgl H., 1961]. В 1962 г. была издана первая геологическая карта Колумбии в масштабе 1 : 15 000 000, после чего начала осуществляться программа систематического геологического картирования страны. К 1971 г. более 10% территории страны было покрыто геологической съемкой 1 : 100 000 масштаба. Активно ведутся поиски нефти и газа. Добыча нефти в начале 70-х годов составляла 73 млн. баррелей (около 10 млн. т) в год.

Колумбия подразделяется в основном на два крупных геоморфологических региона (рис. 1): 1) предгорные равнины Льянос с высотами, обычно не превышающими 200 м и лишь на границе с Андами достигающими 500 м; это наиболее восточная и пока еще наименее доступная и изученная часть страны; 2) Анды, доминирующие на западе Колумбии и протягивающиеся с севера на юг на расстояние 1500 км.

Региональная геология

Льянос. Фундамент Льянос сложен докембрийскими кристаллическими породами Гвианского щита. Детали его строения почти не изучены. Осадочный комплекс на западе региона начинается неполным разрезом нижнепалеозойских пород, претерпевших незначительные тектонические деформации. Эти отложения обнажаются в горах Сьерра-де-ла-Макарена — изолированном массиве, выступающем над равнинами Льянос в окрестностях Урибе. Эти же палеозойские толщи были вскрыты скважинами у истоков рек Мета и Касанаре. Триас и юра, видимо, выпадают из разреза, лишь отложения мела прослеживаются в восточном направлении на значительное расстояние. Максимальные мощности имеют меловые толщи в Субандийском прогибе, к востоку от которого они уменьшаются вплоть до полного выклинивания. Третичные отложения развиты только в этом прогибе. В мелу на рассматриваемой территории преобладали морские условия, но позднее она стала сушей, о чем свидетельствует появление, начиная с эоцена, угленосных прослоев.

Восточная Кордильера. Осевая часть Восточной Кордильеры сложена древними породами. Это — кристаллические образования Гвианского щита, а также слабо метаморфизованные отложения серии Куэтаме, которую Д. Трюмпи [Trümpy D., 1943] рассматривал в качестве метаморфической фации неизмененного кембро-ордовика из района Макарены. Они перекрыты неполным разрезом девона и карбона, в основании которого представлены морские осадки, постепенно, в направлении кровли, сменяющиеся солоновато-водными и континентальными. В перми в пределах Восточной Кордильеры, по-видимому, от Карибского региона до участка южнее Боготы, образовался узкий морской залив. Фаунистически документированная пермь встречается редко, главным образом на территории Восточной Кордильеры.

В целом молодые отложения размыты на площади массивов и сохранились лишь за их пределами. Это — континентальные, преимущественно красноцветные песчаники и граувакки значительной мощности. По современным представлениям они имеют раннеюрский возраст [Bürgl H., 1964]. Обширные площади Восточной Кордильеры покрыты тонкозернистыми обломочными отложениями мелового возраста. В центральной части Восточной Кордильеры, в районе Куэнка-де-Кундинамарка, мощность меловой толщи достигает 16 тыс. м [Bürgl H., 1961]. Наиболее значительное позднее воздымание произошло в восточной части хребта. Здесь, в Невада-дель-Кокуй, абсолютные высоты достигают 5493 м. Восточная Кордильера расчленена глубокими долинами, тектонически контролирующимися меридиональными зонами разломов. Регрессивная эрозия привела к врезанию этих долин в породы массива Парамос, высота которого дости ает 4 км. Долины, заполненные осыпями и колювиальным материалом, формируют равнины — саванны, из которых наиболее значительна саванна Богота.

Центральная Кордильера. Этот хребет Анд резко отличается от описанного выше как геологическим строением, так и рельефом. В отличие от Восточной Кордильеры, где развиты палеозойские и мезозойские осадочные породы, Центральная Кордильера сложена главным образом метаморфическими и изверженными образованиями (рис. 2). Степень метаморфизма пород возрастает в направлении с юга на север. Так, на юге Центральной Кордильеры

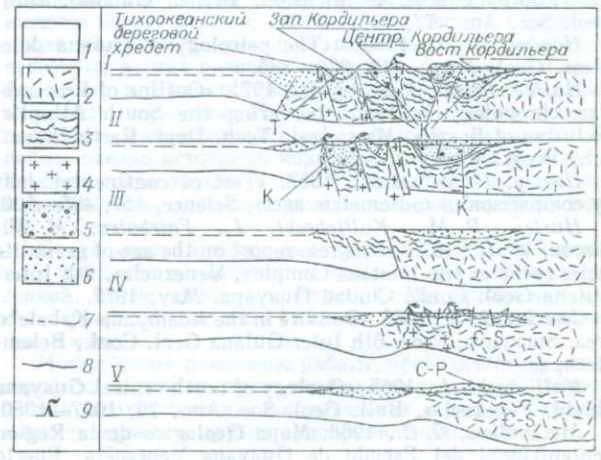


Рис. 2. Диаграмма эволюции Колумбийских Анд. Составлена К. Дж. Кемпбеллом по данным «Бритиш петролеум» с упрощениями Р. Стоунли [Stoneley R., 1969].
I—IV — орогенезы: *I* — андийский, *II* — ларамийский, *III* — невадийский (орогенический пояс с проявлениями метаморфизма и повторным расплавлением коры), *IV* — герцинский (зона метаморфизма; тафрогенный пояс с вулканической активностью); *V* — верхний палеозой (зарождающаяся геосинклиналь; зона седиментации от мелководно-морской до континентальной). *1* — сима; *2* — гнейсы (сиаль); *3* — метаморфические породы; *4* — изверженные породы; *5* — геосинклинальные отложения; *6* — континентальные отложения; *7* — уровень моря; *8* — поверхность Мохоровичича; *9* — вулканы.

развиты преимущественно филлиты, а на севере еще и слюдистые сланцы и гнейсы. Возраст метаморфитов, объединенных в серию Кайамарка, до сих пор точно не установлен, однако, по всей вероятности, это кембро-ордовикские осадочные и вулканогенные породы, метаморфизованные в ходе каледонского орогенеза [Stibane F., 1970]. Следовательно, они могут быть сопоставлены с серией Куэтаме Восточной Кордильеры. Другие исследователи связывают местный метаморфизм с мезозойским орогенезом [Radelli L., 1967; Butterlin J., 1969].

В Центральной Кордильере широко распространены магматические породы различного возраста [Barrero D. e. a., 1969]. Наибольшую площадь занимают меловые Андийские батолиты. Менее крупные интрузивы и вулканические образования сосредоточены вдоль подвергшихся тектоническому воздействию краевых зон Центральной Кордильеры. В наши дни хребет венчают молодые вулканы, обычно покрытые снегами. Некоторые из них действующие, в том числе и самый высокий Невадо-дель-Хила (5439 м).

В геоморфологическом отношении Центральная Кордильера существенно отличается от Восточной. Этот хребет не разделен на ряд меридиональных горных цепей, а образует единую, относительно слабо расчлененную систему. Из-за глубокого выветривания кристаллических пород он представляет собой более сглаженный горный кряж, склоны которого полого погружаются к востоку и к западу.

Горы Сьерра-Невада-де-Санта-Марта, расположенные на северном продолжении Центральной Кордильеры, образуют изолированную систему, окаймляющуюся третичными равнинами, и омываются на севере Карибским морем. Здесь на площади глубоко расчлененного островершинного массива треугольной формы находится высочайший пик Колумбийских Анд (5780 м) — Кристобаль-Колон (Христофор Колумб). Бóльшая часть этих гор сложена метаморфическими и магматическими породами различного возраста. В основании залегают докембрийские образования, прорванные многочисленными мезозойскими экструзиями. Особое значение для восстановления геологической истории Северных Анд имеет обнаружение в центральной части рассматриваемого массива небольшого выхода пород, датируемых девоном-карбоном. Мезозойские толщи развиты лишь в южных предгорьях. В северо-западной части Сьерра-Невады зафиксировано проявление наиболее молодых орогенических движений, не отмеченных в других частях Колумбийских Анд. Здесь отложения неустановленного возраста в эоцене были преобразованы в слюдистые сланцы группы Санта-Марта, а позднее прорваны гигантским батолитом.

Западная Кордильера. Она коренным образом отличается от других хребтов Колумбийских Анд. Характер ее геологического развития известен лишь начиная с мезозоя, поскольку более древние породы здесь не обнажаются. Древнейшие образования (группа Дагуа) представлены метаморфизованными осадочными породами. Т. Оспина [Ospina T., 1911] считал их возраст триасовым — юрским, хотя ни фаунистических, ни радиологических подтверждений этого не имеется. Это — тонкозернистые обломочные породы и тоналиты, измененные до стадии филлитов и слюдистых сланцев. В верхней части разреза толщи, накопление которой по палеонтологическим данным продолжалось еще в средней юре, залегают мощные слои радиоляриевых и кремнистых известняков. В эту же среднеюрскую эпоху возникли первые вулканы, продукты извержений которых образовали диабазовую группу. Она представляет собой 10-километровую толщу диабазов и базальтов с подушечной отдельностью и другими признаками подводных излияний; встречаются прослои лидитов. На основании фаунистических определений можно предположить, что вулканическая деятельность здесь продолжалась в течение всего мела.

Судя по фациальным особенностям, генетическому типу и взаимоотношениям с диабазовой группой, группа Дагуа должна иметь эвгеосинклинальную природу. Однако в этом случае орогенический цикл не получил полного развития, поскольку геосинклинальная стадия не сопровождалась значительным тектогенезом. Скорее всего, отмеченный метаморфизм, степень которого к кровле разреза постепенно убывает, связан только с воздействием нагрузки почти 15-километровой толщи пород [Nelson H. W., 1957].

Третичные впадины. В ходе геологической истории трехчленное подразделение Колумбийских Анд на Западную, Центральную и Восточную Кордильеры становилось все контрастнее в результате постепенного подъема Кордильер, сопровождавшегося опусканием разделяющих их межгорных прогибов. В результате сформировались четыре крупные третичные впадины (с запада на восток): 1) Тихоокеанский синклинорий, простирающийся от Эквадора до Панамы; 2) синклинорий Каука, значительно расширяющийся и углубляющийся в нижнем течении меридионального русла Магдалены; 3) синклинорий Магдалена, с южной частью которого совпадает русло одноименной реки * (в месте отклонения реки на запад, через погружающуюся на север Центральную Кордильеру, синклинорий разворачивается к северо-востоку, совпадая с долиной р. Каука); 4) Предандийский синклинорий, прослеживающийся вдоль восточных подножий Восточной Кордильеры.

В Тихоокеанском синклинории и на севере страны, вблизи Карибского побережья, третичные отложения преимущественно морские; в южной и восточной частях они в основном континентальные. С начала третичного периода меридиональные впадины определяли направление течения рек. Они заполнили верхние части долин конгломератами и грубозернистыми песками, а нижние более тонкозернистым материалом, который на севере переслаивается морскими осадками. В течение третичного периода происходило неоднократное перемещение фациальных границ морской и континентальной седиментации как с севера на юг, так и в обратном направлении. Кроме того, в этот период произошли две крупные морские трансгрессии, проникшие в глубь материка до среднего течения р. Магдалены. Это произошло в среднем эоцене и позднем олигоцене. Последняя трансгрессия сменилась регрессией, которая продолжается до настоящего времени.

История геологического развития

Интенсивные тектонические движения в районе Льянос практически прекратились в докембрии. Последняя орогеническая фаза на территории Гвианского щита, по-видимому, произошла в позднем альгонке. К ордовику поверхность щита была пенепленизирована. В палеозое и мезозое отмечались лишь кратковременные трансгрессии в западной краевой части уже пассивного щита.

История геологического развития Колумбийских Анд может быть прослежена начиная с кембрия. В этот период вдоль западных склонов Гвианского щита шло образование геосинклинали. В позднем ордовике — раннем силуре под воздействием каледонского орогенеза геосинклинальные образования были интенсивно смяты в складки и метаморфизованы. В ходе последних фаз этого цикла в Западной и Центральной Кордильерах произошло внедрение

---

* Депрессия долины р. Магдалены представляет собой огромный грабен, заполненный толщей меловых и палеоген-неогеновых отложений, с которыми связаны крупнейшие месторождения нефти и газа Колумбии (Инфантес, Ла-Сира, Касабе-Галан и др.). — *Прим. пер.*

гранитной магмы. Низы девона, обнажающиеся в Восточной Кордильере, представлены метаосадочными породами группы Куэтаме. Эквивалентные ей образования Центральной Кордильеры объединены в серию Кайамарка; она также сложена метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, однако степень их метаморфизма значительно выше. В Антиокии, северная часть Центральной Кордильеры, наблюдаются все фациальные переходы от филлитов до гнейсов. Большие мощности, первоначальный состав пород и многочисленные прослои первичных вулканитов свидетельствуют о том, что в Центральной Кордильере располагалась типичная кембро-ордовикская эвгеосинклиналь.

Вслед за метаморфизмом и воздыманием древние Анды были расчленены на пояса, параллельные заложенным ранее структурам меридионального простирания. Это расчленение привело к образованию небольшой впадины на месте современной Восточной Кордильеры, куда с севера трансгрессировало девонское море. Центральная Кордильера в это время, вероятнее всего, была сушей. Такие тектонические взаимоотношения сохранялись практически неизменными до мезозоя. Каменноугольное и пермское моря унаследовали положение девонского морского бассейна. Однако девонское море распространилось в Восточной Кордильере далеко на юг, тогда как в карбоне и перми береговая линия постепенно перемещалась в северном направлении. Несмотря на то что все это время морской бассейн сохранялся, фациальный характер отложений становился все более континентальным. Вдоль зон разломов, образовавших границы блоков, отмечались проявления магматизма.

Эта тенденция сохранилась и в раннем мезозое. На всей площади Восточной Кордильеры накапливались обломочные, преимущественно красноцветные континентальные отложения. Вторжение моря с запада, через небольшой участок Восточной Кордильеры, свидетельствовало о некотором изменении структурных условий. В юре на территории Восточной Кордильеры снова началось погружение, приведшее к накоплению в меловом периоде почти 14-километровой толщи морских отложений [Bürgl H., 1961].

Поздний мезозой явился этапом максимальной морской трансгрессии в Северных Андах. В мелу морем была покрыта не только Центральная Кордильера, но и значительная часть Гвианского щита. В начале третичного периода море возвратилось в пределы современного. Пологие структуры палеозоя становились все более контрастными на протяжении мезозоя и кайнозоя.

Геологическую историю Западной Кордильеры можно проследить с мезозоя. От Центральной Кордильеры по направлению к морю образовалась значительная депрессия. Она последовательно заполнялась обломочными и кремнистыми отложениями, которые были перекрыты мощной толщей вулканитов. Позднее произошло внедрение гранитоидных интрузий. Крупные Андийские батолиты в центральной части хребта имеют меловой возраст. Как видно из приведенных выше данных, история геологического развития Западной Кордильеры существенно отличалась от таковой синхронно сформировавшейся миогеосинклинали Восточной Кордильеры.

В третичный период вся горная система Анд испытала поднятие, хотя существенные орогенические движения в это время не происходили. Исключение составляют северный склон гор Сьерра-Невада-де-Санта-Марта и расположенный к северу от них п-ов Гуахира. Здесь на границе мезозоя и кайнозоя отмечается проявление интенсивной орогенической фазы, приуроченное, по-видимому, лишь к северной окраине материка.

Последним эпизодом тектоно-магматической активности (после третичного периода) были проявления вулканизма, приуроченные к узкой полосе Центральной Кордильеры. Кроме того, на территории Колумбии происходили и продолжают происходить землетрясения, что указывает на мобильность земной коры в краевых зонах двух материковых плит, движущихся навстречу друг другу.

Ф. Р. Штибане

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barrero, D., Alvarez, J., Kassem, T., 1969. «Actividad ignea y tectónica en la cordillera central durante el mesocenozoic», Colomb. Serv. Geol. Nac., Bol. Geol. 17 (1—3), 145—173.

Bürgl, H., 1961. «Historia geologica de Colombia», Rev. Acad. Colombiana Cienc. Exact. Fis. Nat., 11 (43), 136—191.

Bürgl, H., 1964. «El «Jura-Triasico» de Colombia», Bol. Geol., 12 (1—3), 5—31.

Bürgl, H., 1973. «Precambrian to middle Cretaceous stratigraphy of Colombia», Bogota: priv. publ., 214 p., transl. from Spanish by C. G. Allen (rev. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1973, 1583).

Butterlin, J., 1969. «A propos de la géologie des Andes de Colombie», Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 11 (1), 65—76.

Case, J. E., MacDonald, W. D., 1973. «Regional gravity anomalies and crustal structure in northern Colombia», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2905—2916.

MacDonald, W. D., Opdyke, N. D., 1972. «Tectonic rotations suggested by paleomagnetic results from northern Colombia, South America», J. Geophys. Res., 77 (29), 5720—5730.

Nelson, H. W., 1957. «Contribution to the geology of the central and western Cordillera of Colombia in the sector between Ibague and Cali», Leidse Geol. Mededel., 22, 1—76.

Ospina, T., 1911. Reseña Sobre la Geologia de Colombia y Especialmente del Antiguo Departamento de Antioquia. Medellín.

Pichler, H., Stibane, F. R., Weyl, R., 1974. «Basischer Magmatismus und Krustenbau im südlichen, Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador», N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974 (2), 102—126.

Radelli, L., 1967. «Géologie des Andes colombiennes», Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, Mem. 6, 470 p.

Stibane, F., 1970. «Beitrag zum Alter der Metamorphose der Zentral-Kordillera Kolumbiens», Mitt. inst. Col.-Alem. Inv. Cient., 4, 77—82.

Stoneley, R., 1959. «Sedimentary thicknesses in orogenic belts», in: P. E. Kent, G. E. Satterthwaite, and A. M. Spencer, eds., Time and Place in Orogeny, London: Geol. Soc., 215—238.

Trümpy, D., 1943. «Pre-Cretaceous of Colombia», Bull. Geol. Soc. Am., 54, 1281—1304.

ПАРАГВАЙ

Республика Парагвай, площадь которой составляет 406,8 тыс. км², расположена в центральной части Южной Америки, между Бразилией, Боливией и Аргентиной. Главные реки — Парана и пересекающий страну с севера на юг ее главный приток — Парагвай. Область междуречья Параны и Парагвая характеризуется плодородными почвами (так называемыми тьерра колорада — tierra colorada); здесь живет бо́льшая часть населения. Климат субтропический: влажный в летние и сухой в зимние периоды. Обильные осадки (годовое количество 1800—2000 мм в восточных районах) способствуют произрастанию пышных тропических лесов (сельвы). В центральной части страны климат менее влажный (1400—1600 мм осад-

ков в год). На западе (Кампос) развиты парковые саванны, переходящие к северо-западу в сухие равнины Северного Чако * с кустарниками (терновником) и редкими пальмами, где выпадает не более 500—800 мм осадков в год.

Первые географические описания Парагвая, содержащие некоторые сведения о его геологическом строении, принадлежат Шмидлю [1567 г.] и монахам-иезуитам Зеппу [1716 г.] и Штеклину [1728 г.]. Из современных работ в первую очередь следует упомянуть региональные исследования Г. Харрингтона [Harrington H. J., 1950, 1956]. В 1959 г. Э. Эккель [Eckel E. B., 1959] опубликовал очерк о геологии и полезных ископаемых Парагвая. Более полная работа, посвященная геологическому строению и минеральным ресурсам страны, была написана автором настоящей статьи [Putzer H., 1962]. Представляет интерес обзор древнепалеозойской фауны [Wolfart R., 1961], на основании которого предполагаемый девон Г. Харрингтона в Восточном Парагвае оказался в действительности силуром. Кроме того, Р. Вольфарт палеонтологически обосновал присутствие на севере Гран-Чако и силура, и девона. Щелочные породы мелового возраста изучались Г. Путцером и Г. Ван-ден-Боомом. Г. Вильгельми и В. Ромедер [Wilhelmy H., Rohmeder W., 1963] провели геолого-геоморфологические исследования территории. Э. Падула и А. Мингрэмм [Padula E., Mingramm A., 1963], изучавшие красноцветы в пограничном районе на юго-западе страны, отнесли их к верхнему мелу, а западную часть Чако выделили как перспективную нефтегазоносную. В. Вивар и Г. Маринго [Vivar V. D., Morinigo G. V., 1969] — авторы общего обзора по геологии Парагвая для геологической карты мира.

Структура

Геологическое строение Парагвая относительно простое. На его территории выделяются три главных структурных элемента (рис. 1). Центральнопарагвайское сводовое поднятие докембрийского фундамента разделяет две более молодые отрицательные структуры: а) перикратонный прогиб Чако, входящий в состав зоны краевых впадин между Центральнобразильским щитом и Андийской геосинклиналью, и б) эпиконтинентальную впадину (синеклизу) Парана, протягивающуюся сюда из Бразилии.

Парагвайский докембрийский свод, простирающийся с севера на юг, является частью Центральнобразильского щита и сложен кристаллическими сланцами, филлитами и кварцитами. Породы смяты в складки, нарушены разрывами, интрудированы гранитами и местами (в районе Каапуку) перекрыты порфирами. Анорогенные граниты Каапуку имеют абсолютный возраст 468, гранодиориты Бернардино — 786, амфиболиты Рио-Апо — 1250—1056 млн. лет. Последней складчатостью была ассинтская. В северных районах на складчатом докембрии несогласно залегает толща метаосадочных пород (серия Итапукуми), которую считают позднедокембрийской.

Прогиб Чако выполнен более чем 2-километровой толщей морского палеозоя, а также континентальными обломочными отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью до 2500 м. Осадочные породы прогиба Чако не подвергались складчатости, но были нарушены разрывами, по-видимому, в конце мезозоя и в третичный период. На крайнем западе Северного Чако возможно обнаружение небольших антиклинальных поднятий. Предполагается также наличие крупных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 1). Серро-Леон и примыкающие районы северной части Чако образуют горст с амплитудой 1100 м на западе и 2000 м на востоке (рис. 2). Вдоль Парагвайской возвышенности по меридиональным сбросам опущено западное крыло, сложенное известняками формации Итапукуми. Возможно, что другие крупные сбросы контролируют русло р. Парагвай от Розарио до Умайты. Эпейрогенические поднятия в плейстоцене вызвали образование в платобазальтах систем разрывов северо-западного и широтного простирания; вдоль этих разрывов идут русла правых притоков Параны, долина которой также имеет тектоническое происхождение. Поэтому реки Пирати, Карапа, Итаимбей, Акарай, Мондай и Ньякундай при впадении в р. Парагвай образуют водопады высотой 30—50 м, являющиеся важным резервом гидроэнергетики страны.

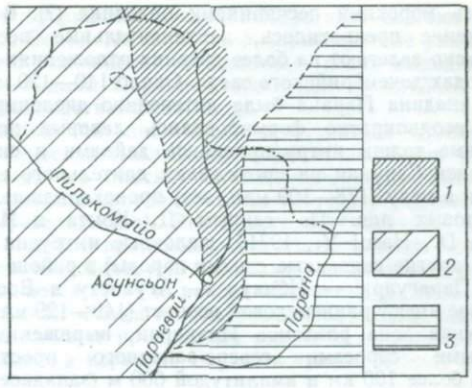


Рис. 1. Структурные элементы Парагвая.

1 — Центральнопарагвайское сводовое поднятие докембрийского фундамента; *2* — перикратонный прогиб Чако; *3* — впадина Парана.



Рис. . Геологический разрез северо-западной части Северного Чако.

1 — кайнозойские песчанистые глины; *2* — триас-миоценовые континентальные красноцветы с прослоями конгломератов, гипса, ангидрита, известняков; *3* — девонские глинистые сланцы с прослоями песчаников; *4* — силурийские кварциты, песчаники; *5* — докембрийские гнейсы и граниты. Цифры на разрезе — вскрытая мощность, м.

Щелочные интрузии между Фортин-Олимпо и Пуэрто-Састре, представленные сиенитами с фойяитами, связаны с мезозойскими разрывами щелочной провинции на границе впадины Парана. Их считают мезозойскими; фонолиты близ Пао-де-Азукар на границе с Бразилией имеют триасовый возраст (239—209 млн. лет) [Comte D., Hasui Y., 1971].

Бóльшая часть Восточного Парагвая расположена на территории юго-западной части впадины Парана — овальной депрессии, к оси которой, имеющей субмеридиональное (ССВ) простирание, приурочено русло р. Параны. Здесь на пенепленизированной поверхности накопилось около 2300 м осадков, образующих ныне крупную моноклинальную структуру, полого погружающуюся в восточном, северо- и юго-восточном направлениях. Седиментация

* Гран-Чако — природная область в центре Южной Америки (между 19 и 29—30° ю. ш.), северная часть которой находится на территории Парагвая, южная в Аргентине. — *Прим. пер.*

началась морскими песчаниками ордовика (?). В триасе погружение прекратилось, континентальные песчаники несогласно залегают на более древних отложениях и даже на породах докембрийского свода. Около 140—120 млн. лет назад впадина Парана была интенсивно дислоцирована. Здесь неоднократно формировались лавовые покровы; осадочные толщи интрудировались дайками и силлами.

Вблизи Сапукаи на протяжении длительного времени в юре и в мелу (178—109 млн. лет) происходили излияния базальтовых лав. По данным Д. Комта и И. Асюи [Comte D., Hasui Y., 1971], щелочные интрузии (эссекситы и другие связанные с ними породы) в районе междуречья Парагуари — Ибикуи — Агуапету в Восточном Парагвае имеют раннемеловой возраст (149—129 млн. лет).

Важная зона разломов Ипакараи, выраженная ступенчатыми сбросами северо-западного простирания длиной более 100 км и амплитудой 600 м (западное крыло опущено), образовалась в предтриасовое время. Базальтовые купола близ Асунсьона, по данным тех же авторов, имеют кайнозойский возраст (46 млн. лет).

История геологического развития

Докембрийский разрез Парагвая представлен в основном метаосадочными и интрузивными породами. Поздний докембрий сложен гранитами и порфирами, выходы которых известны на севере в горах Апа (долины рек Каракол, Сан-Луис и Мачука). Эти образования связывают с альгонкской серией Куйаба в Мату-Гросу (Бразилия). В восточной части Северного Чако (в 40 км западнее Пуэрто-Касадо) буровыми скважинами на глубинах 108—115 м были встречены гнейсы и граниты. На юге, от Сан-Мигеля до Куинди и восточнее Кикуйо, развиты порфириты; изолированные выходы докембрийских пород встречены между Сан-Бернардино (красные гранодиориты), Парагуари (кремнистые сланцы, кварциты) и Эскобаром (серия Эскобар) [Kargoff M. R., 1965].

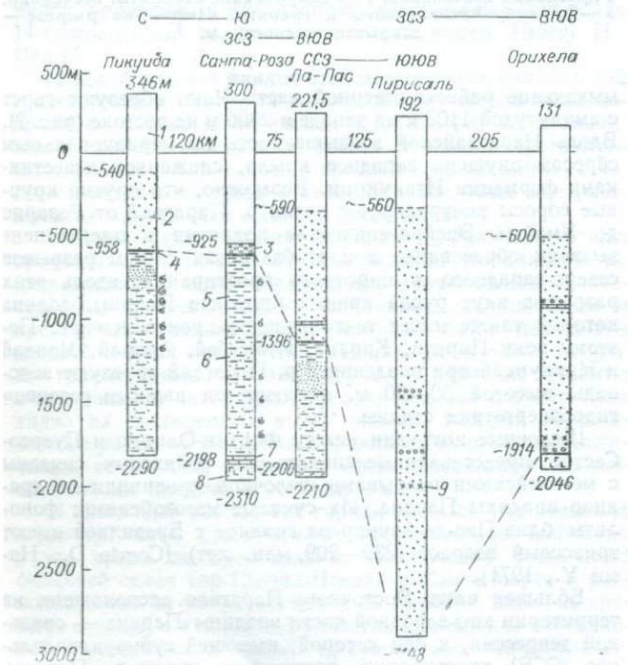


Рис. 3. Разрезы пяти поисковых скважин в Северном Чако.
1 — керн отсутствует; *2* — песчаники; *3* — конгломераты; *4* — угли; *5* — глинистые сланцы; *6* — песчано-глинистые сланцы; *7* — известняки; *8* — кварциты; *9* — граниты.

Поздний докембрий (протерозой). В горах Апа на складчатом нижнем докембрии залегает несогласно толща неметаморфизованных пород. Это — серия Итапукуми, сложенная доломитовыми, оолитовыми и конгломератовыми известняками, красными и зелеными мергелями и глинистыми сланцами. Отложения этой серии отмечаются во многих обнажениях. Известняки слагают крутой уступ на левом берегу р. Парагвай между Валлеми и Сан-Сальвадором, а также несколько изолированных холмов на востоке Северного Чако. Нарушенные разрывами известняки интенсивно закарстованы с поверхности. Базальная пачка обломочных пород Сан-Луис обнажается в холмах Серро-Паива. Образования серии Итапукуми собраны в пологие складки и нарушены разрывами. Они сопоставляются с породами серии Корумба (Мату-Гросу) предположительно протерозойского возраста. Окаменелости не обнаружены. Известняки служат сырьем для цементного завода в Валлеми.

Палеозой и мезозой. Ордовик. На востоке Парагвая складчатый протерозой Центральнопарагвайского свода между Эмбоскада-Итурбе и Карапечуа перекрыт километровой толщей обломочных пород. Ранее они считались девонскими, однако ныне их относят к силуру и даже к ордовику [Wolfart R., 1961]. В стратотипическом разрезе от Парагуари до Итакуруби-де-ла-Сьерра древнейшие отложения представлены 20-метровой пачкой грубых конгломератов с галькой кварца, кварцитов, порфиритов и кремнистых сланцев из близлежащих докембрийских образований. По-видимому, они относятся к литоральным фациям и свидетельствуют об ордовикской трансгрессии. Эти породы перекрыты 700—800-метровой толщей немых коричневых аркозовых и белых сахаровидных песчаников.

Силур. Выше согласно залегает толща песчаников мощностью 300—400 м с фауной и глинистых сланцев, падающих к востоку и к северо-востоку. Это — морские отложения лландоверийского возраста. Нижняя часть толщи (песчаники Эусебио-Айала) имеет мощность 200—250 м и сложена тонкозернистыми слюдистыми песчаниками, беловатыми, до бурых в кровле. Они содержат древнейшие окаменелости *Skolithos*, *Dalmanites* sp., *Trimerus* sp., *Proetus* sp., *Diplograptus* sp., *Tentaculites trombetensis* Clarke. Выше залегает очень важная маркирующая пачка белых каолинитовых глин Варгас-Пенья мощностью 10—30 м, с богатой южной морской фауной: *Anababia paraia* Clarke, *Calymene boettheri* Harr., *Eophacops* n. sp. A (Wolf.), *Dalmanites* sp., *Climacograptus innotus brasiliensis* Rued., *Tentaculites* и др.

Разрез силура завершает 100-метровая толща рыхлых слюдистых тонкослоистых песчаников фиолетового и зеленого цвета Серро-Перро. В них обнаружены *Australostrophia conradii* (Harr.), *Tentaculites trombetensis* Wolf., *Orthoceras* sp., *Colymene* ex aff. *boettenezi* Harr., *Diacalymene* cf. *crassa* Shir., *Trimerus* n. sp. A (Wolf.), *Eophacops* n. sp. A (Wolf.), *Camarotoechia* sp., *Crinoidea* sp. В Северном Чако (рис. 2) склон островной горы Серро-Леон сложен серыми кварцитами и слюдистыми песчаниками, падающими на запад-юго-запад. Здесь Г. Путцер и Р. Вольфарт обнаружили *Arthrophycus* и некоторые брахиоподы. Аналогичные кварциты были вскрыты рядом поисковых скважин [Eckel E. B., 1959]: Санта-Роза (в интервале 2198—2310 м), Ла-Пас (2220—2240 м), Орихуэла (1914—2046 м), Лагеренса (2713—2895 м), Мендоса (3048—3242 м), Лопес и Мадрехон (1524—1727 м). Нет сомнений в том, что область Северного Чако была залита силурийским морем. На севере Парагвая отложения лландовери представлены неритовыми фациями.

Девон. В Восточном Парагвае девонские отложения отсутствуют. В самом начале девона воды океана отступили в район прогиба Чако, вероятно, в связи с поднятием Центральнопарагвайского свода, в то время как в районе

самого прогиба продолжалось погружение. Толща мощностью в несколько сотен метров темных морских глинистых сланцев с линзами тонкозернистых песчаников была вскрыта рядом скважин (рис. 3): Санта-Роза (925—2198 м), Пикуиба (958—2290 м), Ла-Пас (1396—2200 м), Мендоса (1490—3048 м) и Лагеренса (1200—2713 м). В фациальном отношении эти отложения очень сходны с нефтеносными глинистыми сланцами Монос Субандийской Боливии.

Поверхностные обнажения известны у Инчави и в восточной части горы Серро-Леон; в них обнаружены *Notiochonetes falklandicus* M. et Sh., *Australocoelia tourteloti* B. et C., *Tentaculites stuebeli* Clarke. Г. Харрингтоном [Harrington H. J., 1950] определены *Australospirifer* cf. *antarcticus* Ulr., *Pustulacia* sp., *Australostrophia arcei* Ulr., *Notiochonetes skottsbergi* Clarke, *Tentaculites crotalinus* Salt., *T. jaculus* Clarke. Этот южный фаунистический комплекс имеет раннедевонский возраст. К. Менендес и Э. Пёте-де-Бальди [Menendez C. A., Pöthe de Baldie E. D., 1967] на основании изучения спор и пыльцы из скв. Пакуиба в интервале 1160—1400 м установили среднедевонский возраст этой части разреза. Прямая связь Андийской геосинклинали и впадины Парана (где доказано наличие морского нижнего девона) с океаном на протяжении девонского периода была прервана.

Карбон. Континентальные отложения пенсильванского возраста с угловым несогласием залегают на силуре центральных и восточных районов Парагвая и на докембрийских образованиях на севере страны. Верхнекаменноугольные отложения — ледниковые (тиллиты и ленточные глины) и постледниковые (тонкозернистые песчаники) — тесно связаны с породами серии Тубарао Бразильской Гондваны во впадине Парана. На севере разрез сложен доледниковыми песчаниками, двумя-тремя пластами тиллитов (разделенных межледниковыми ленточными глинами) и песчаников, а в кровле постледниковыми песчаниками свиты Акидауана. Эта свита аналогична развитой в Мату-Гросу. Песчаники обогащены полевыми шпатами и каолинитами. Ледниковое происхождение северопарагвайского карбона первым распознал Р. Беттнер [Boettner R., 1947].

Пачка Паксикси мощностью 100 м сложена переслаивающимися белыми и красными ленточными глинами, алевритистыми песчаниками и кирпично-красными алевролитами; они имеют ледниково-озерное и ледниково-аллювиальное происхождение. В самых молодых тиллитах Ниоаке вблизи Итапопо автор обнаружил крупные гальки кристаллических пород, ордовикских кварцитов, порфиритов и гематита, что свидетельствует о транспортировке обломочного материала с юга.

Пермь. Пермская серия Пасса-Дойс впадины Парана в Бразилии сложена 300—450-метровой толщей песчаников, переходящих в песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Эти породы обнажаются в хр. Ибитирусу, к югу от Индепенденсии. В. Вивар и Г. Мориниго [Vivar V. D., Morinigo G. V., 1969] считают их аналогом нижнепермской формации Ирати. Р. Бедер [Beder R., 1923] обнаружил около Вилларика ребра и череп мезозауруса — руководящей окаменелости бразильской формации Ирати. Выше залегают аркозовые песчаники Индепенденсия (соответствующие формации Эстрада-Нова), содержащие *Pinzonella neotropica* Reed, *P.* cf. *illusea* Reed, *Pyramus anceps* Reed, *Leinzia similis* Holdr. и окремненные *Dadoxylon* sp. Верхи разреза слагают глинистые песчаники, перемежающиеся с зелеными, красноватыми, фиолетовыми глинистыми сланцами и алевролитами и отвечающие идентичным фациям Рио-де-Расто (средняя пермь).

Триас. В позднем триасе поверхность впадины Парана представляла собой одну из обширнейших древних пустынь мира. Рыхлые красноватые песчаники формации Батукату (формации Мисьонес Парагвая) слагают низы серии Сан-Бенто. Их широкое распространение указывает на то, что аллювиальные и эоловые пески выходили за пределы впадины Парана и достигали по крайней мере Центральнопарагвайского свода.

Формация Мисьонес сложена отчетливо слоистыми, иногда тонкослоистыми песчаниками с обильными чешуйками слюды на плоскостях напластования, базальным конгломератом и прослоями темно-красных глин (несущих следы переотложения). Эти осадки, как правило, аллювиально-озерного происхождения. Развиты также эоловые песчаники, массивные или косослоистые. Мощности формации изменяются от 50 (в районе Каагуосу) до более 250 м (у Асунсьона). Фауна не обнаружена. Слоистые разности песчаника служат прекрасным строительным материалом и добываются в карьерах Баутиста вблизи Хоэмау и Сан-Хуан.

Скважинами в Северном Чако вскрыта мощная серия континентальных красноцветов с прослоями конгломератов, гипса, ангидрита, изредка известняков. Общая мощность толщи в скв. Пирисаль — 2588 м. Наличие гипса и ангидрита указывает на аридные условия седиментации. Образование красноцветов началось в триасе, однако очень возможно, что сходные условия климата, денудации и транспортировки обломочного материала продолжались до третичного периода. В 1961 г. К. Медлер [Putzer H., 1962] нашел палинологические доказательства триасового возраста этих отложений в интервалах глубин 919—948 и 999—1043 м (скв. Мендоса), где им были обнаружены *Botryococcus* sp., *Benettiteae*, *Cycladeae*.

На прилегающем участке Северной Аргентины Э. Падула и А. Мингрэмм [Padula E., Mingramm A., 1963] на основании сейсмических данных сделали вывод о наличии углового несогласия внутри толщи красноцветов и предположили, что оно разделяет верхнетриасовую формацию Буэна-Виста и нижнемеловую формацию Сан-Кристобаль (максимальная мощность 800 м). Отложения последней, развитые в Северной Аргентине, нефтеносны. Согласно К — Ar-определениям возраст фонолитов района Пан-де-Асукар, млн. лет: 239 (по биотиту), 207 (по полевому шпату) [Amaral G. e. a., 1967] и 209 (по всей массе образца) [Comte D., Hasui Y., 1971], что соответствует среднему триасу.

Юра — мел. Верхи серии Сан-Бенто впадины Парана представлены формацией Серра-Жерал, состоящей из гигантских покровов толеитовых и долеритовых платобазальтов в верхней части (серия Тубарао) и песчаников Мисьонес, залегающих на эрозионной поверхности. В Бразилии возраст этих лавовых покровов, изливавшихся на протяжении длительного периода, определен в 120—140 млн. лет. В кровле каждого индивидуального лавового потока присутствуют миндалекаменные породы с пустотами, выполненными аметистами, агатами и кварцем.

На востоке Чако, в южной части Центральнопарагвайского свода и на западном борту впадины Парана имеются штоки, сложенные щелочными магматическими породами; нефелиновые сиениты и фойяиты образуют в рельефе изолированные холмы. Докембрийские, ордовикские, пенсильванские и триасовые отложения, развитые на участке с холмистым рельефом между Асунсьоном и Индепенденсией [Putzer H., Van-den-Boom G., 1962], прорваны интрузиями эссекситов и шонкинитов. Эти щелочные породы не несут следов тектонических напряжений и, по-видимому, являются продуктами дифференциации материнской магмы платобазальтов. Они имеют точно установленный мезозойский возраст.

Местами платобазальты перекрыты эоловыми песками и плохо сцементированными, очень тонкозернистыми песчаниками светло-коричневого — желтого цвета. Такие же отложения известны в Бразилии (формация Кайюа), где они считаются меловыми. В Кордильере-де-Амамбай на

лавовых потоках залегают галечники, образовавшиеся в результате размыва верхнемеловых конгломератовых песчаников формации Бауру.

Кайнозой. Верхнетретичные отложения. В долине нижнего течения р. Парагвай (до ее слияния с р. Параной) залегают желтые и серые тонко-среднезернистые пески и гравелиты позднетретичной формации Итусайнго Аргентины.

Четвертичные отложения. Наиболее широко четвертичные отложения представлены в Северном Чако. Здесь развиты неконсолидированные красноватые, зеленые и желтые песчанистые глины плейстоцена с гипсом и лёссом, соответствующие формации Пампеано в Аргентине. Они имеют континентальное, главным образом озерно-аллювиальное, происхождение; мощность их достигает 100 м. Переход к голоцену постепенный. Вулканический пепел молодых вулканов Чилийско-Боливийских Кордильер смешан с рыхлым обломочным материалом. Эоловая транспортировка продолжается до настоящего времени. К югу от Асуньсона [Bertoni G. T., 1940] и в долине р. Пилькомайо [Vellard J., 1934] обнаружены остатки млекопитающих, в том числе *Megatherium*, *Glyptodon clavipes*, *Toxodon*, *Macrauchenia boliviensis* и *Cuvieronius andium*. На северо-востоке Парагвая встречена пачка Ксарайес, образованная пластом тонкослоистого травертина 8-метровой мощности и конгломератом, сложенным гальками известняка Итапукуми, сцементированными известковистым цементом. Эти породы формировались в условиях переменного, жаркого и сухого, тропического климата.

На выветрелых платобазальтах развиты латеритные почвы, местами обогащенные лимонитовыми конкрециями («такуру») в виде твердых пористых гётитовых образований и глинозема («канга») либо латеритного гравия («итакуруби»).

Голоцен представлен в Северном Чако эоловыми и аллювиальными тонкозернистыми песками с суглинками (лёсс) и глинами. Эти наиболее молодые отложения в процессе испарения обогащаются хлоридами и сульфатами, образующими солончаки («салитралес»). В долине Параны близ Хуамита обнаружен торф. На возвышенностях и на вершинах некоторых обрывов Альто-Парана встречаются дюны и развеваемые пески; они, а также песчаное выполнение долин — самые молодые осадки Восточного Парагвая.

Палеогеография

В докембрии бо́льшая часть территории Парагвая была покрыта геосинклинальными морями, их глинистые и песчанистые отложения подверглись складчатости в ходе ассинтского орогенеза (поздний докембрий). Несколько позже, в докембрии, а возможно, уже в кембрии, море трансгрессировало в направлении с севера на юг, в результате чего отложились породы серии Итапукуми. Бразильский щит (включая территорию Парагвая) слился с протоконтинентом Гондваной.

В раннем палеозое древние горы были впервые эродированы и пенепленизированы. После этого в ордовике и силуре началось длительное погружение прогиба Чако и впадины Парана. Древнейшие морские окаменелости (лландовери) в песчаниках Эусебио-Апала свидетельствуют о связи с эпиконтинентальным океаном, возможно, через Амазонскую впадину. Грубозернистые песчаники в прогибе Чако говорят о наличии трансгрессии в силуре.

В начале девона Центральнопарагвайский свод и парагвайская часть впадины Парана стали сушей, а в прогибе Чако погружение не только продолжалось, но и усилилось. На востоке ее преобладают обломочные отложения, приносившиеся со свода, а в западной части развиты битуминозные глинистые сланцы и тонкозернистые песчаники. Морская фауна имеет отчетливо южный облик (так называемый мальвино-кафрский фаунистический комплекс). После девонского периода океан никогда не достигал вновь границ территории Парагвая.

Верхнекаменноугольные отложения впадины Парана — тиллиты, ленточные глины и песчаники — свидетельствуют о прошедшей ледниковой эпохе в Восточном Парагвае, после которой в пермском периоде отлагались речные и озерные песчаники и алевролиты.

Красноцветные аллювиальные и эоловые песчаники триаса впадины Парана, образовавшиеся в условиях полупустынного климата, протягиваются до прогиба Чако, где соединяются также с красноцветными фациями, мощность которых здесь превышает 3000 м. Это свидетельствует об очень длительном погружении, сопровождавшемся непрерывным приносом тонкого обломочного материала, поступавшего с разрушавшихся гор. Верхняя часть красноцветной толщи ныне датируется ранним мелом. Возможно, те же самые фации были развиты и в палеогене.

В конце гондванской эпохи впадина Парана и прилегающие районы испытали растягивающие напряжения, приведшие к образованию трещин и излиянию огромных масс толеитовых базальтов. После формирования платобазальтов (140—120 млн. лет) продолжалось накопление тонкозернистых красноватых песков, для которых установлен меловой возраст. В неогене были отложены аллювиальные пески и гравелиты в долине р. Параны, так же как и в прогибе Чако.

В плейстоцене продолжалась аккумуляция аллювиально-озерных осадков, перемежавшихся с эоловыми отложениями пустынной равнины Северного Чако, образовавшейся в холодные эпохи. На возвышенностях Восточного Парагвая, в районах с субтропическими условиями, местами формировались фангломераты, травертины и латеритные почвы.

Полезные ископаемые

Более или менее значительные рудные месторождения в Парагвае до настоящего времени не выявлены. В порфировых породах Каапуку, Пасо-Пиндо, Сан-Мигеля и Мбурикаку имеются жилы высококачественного гематита и магнетита; запасы железа очень невелики. В небольших масштабах здесь с 1864 по 1870 г. (во время войны с Аргентиной, Бразилией и Уругваем) добывалась руда. Между Энкарнасьоном и Пуэрто-Президенте-Стресснер имеются залежи латеритных железных руд, образующие 1—2-метровую кору на поверхности базальтовых покровов. Среднее содержание железа — 35%, установленные запасы составляют 2—5, предполагаемые — свыше 250 млн. т [Alvarado B., 1970]. В Эмбоскадо добывается некоторое количество марганцевой руды — пиролюзита, приуроченного к зоне трещиноватости в ордовикских (?) песчаниках. Руды богатые, с содержанием 46—49% марганца, однако запасы этого месторождения незначительны.

В Вилла-Флорида обнаружены залежи гипергенных медных руд в виде брекчии, где обломки кварцевых порфиров сцементированы малахитом и азуритом. Из пегматитов в горах Апа добывают слюду, полевой шпат и немного бериллов. Вблизи Вилла-Флорида известны талько-вые жилы мощностью 1—3 м, на северо-западе Каапуку — крупные залежи пирофиллита мощностью до 5 м, образовавшиеся в результате гидротермальных изменений порфиров и туфов.

На нескольких участках в долине Перибебуй добывают белые каолиниты. В Фуэрто-Олимпо (Чако) выявлены жилы барита. В аллювиальных россыпях р. Параны и ее притоков встречаются агаты и аметисты, принесенные из разрушенных выветриванием платобазальтов. В горах Апа, у Валлеми, добывают известняк, идущий на производство

портланд-цемента; там же имеются выходы мраморов. На выветрелых поверхностях щелочных эффузивов возможно обнаружение бокситов.

На западе Северного Чако имеются зоны, перспективные в отношении нефтегазоносности. Было пробурено 12 поисковых скважин, вскрывших мощный разрез девонских глинистых сланцев, переслаивающихся с тонкозернистыми песчаниками. В некоторых из них получены нефте- и газопроявления. Верхняя часть красноцветного разреза Чако сейчас рассматривается как продолжение нефтеносных нижнемеловых отложений впадины Кайманкито в Аргентине.

В Восточном Парагвае, где количество годовых осадков составляет 1400—1900 мм, имеются большие запасы подземных вод. Надежные водоносные горизонты известны в палеозойских песчаниках, песчаниках Мисьонес, в миндалекаменных фациях платобазальтов и в аллювиальных отложениях долин. В Северном Чако гидрогеологическая ситуация несколько хуже. Осадков здесь выпадает значительно меньше (1300—600 мм в год). На небольших глубинах имеются водоносные горизонты, иногда с солеными водами. Второй, более глубокий, водоносный горизонт, распространенный на значительной площади, содержит высокоминерализованную воду в песчаных отложениях кайнозоя. Водоснабжение этого региона основано преимущественно на поверхностных водах.

Х. Путцер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Alvarado, B., 1970. «Iron ore deposits of South America», Survey of World Iron Ore Resources. New York: United Nations, 302—380.

Beder, R., 1923. «Sobre un hallazgo de fossiles pérmicos en Villarrica (República del Paraguay)», Boll. Acad. Nacl. Cien. Cordoba, 27.

Bertoni, G. T., 1940. «Constitución geologica, clima y producciones minerales del Paraguay», Geog. Econ. Nacl. (Asunción), 130—157, 189—212.

Boettner, R., 1947. «Esrudio geológico desde Puerto Fonciere hasta Toldo-Cué», Fac. Quim. Farm., Univ. Asunción (6—7).

Comte, D., Hasui, Y., 1971. «Geochronology of eastern Paraguay bu the potassium-argon method», Rev. Brasileira Geosci. (Sao Paulo), 1 (1), 33—42.

Eckel, E. B., 1959. «Geology and mineral resources of Paraguay, a reconnaissance», U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 327.

Goldschlag, M., 1913. «Beitrage zur Kenntnis der Petrographie Paraguays und des angrenzenden Gebiets von Matto-Grasso», thesis, Jena, 59 p. (Summary in Mitt. Geogr. Gesell. München, *8 (3), 293—301*).

Harrington, H. J., 1950. «Geologia del Paraguay oriental», Univ. Buenos Aires, Contr. Cient., Ser. E, 1, 82 p.

Karpoff, M. R., 1965. «Observations géologiques du SE de Asuncion, Paraguay», C. R. Acad. Sci., 261 (25), 5558—5560.

Menendez, C. A., Pöthe de Baldie, E. D., 1967. «Devonian spores from Paraguay», Rev. Palaeobot. Palynology, 1 (1—4), 161—172.

Padula, E., Mingramm, A., 1963. «The fundemental geological pattern of the Chaco-Paraná basin (Argentina) in relation to its oil possibilities», 6. World Petrol. Congr., Frankfurt, sect. 1, paper 1, 18 p.

Padula, E., Mingramm, A., 1968. «Estratigrafia, distribución y cuadro geotectonico-sedimentario del «Triasico», en el subsuelo de la llanura chacoparanaense», Actas Terc. J, Geol. Argent. (Buenos Aires), 1, 291—331.

Putzer, H., 1962. «Die Geologie von Paraguay», Regionalen Geologie der Erde, vol. 2, Berlin: 183 p.

Putzer, H., Van den Boom, G., 1962. «Über einige Vorkommen vin Alkaligesteinen in Paraguay», Geol. Jb. Hannover, 79, 423—444.

Vellard, J., vol. 1. 1934. «Sur quelque fossiles du Paraguay», Mus. Nat. Hist. Nat., B. s. 2, 6 (1), 150—152.

Vivar, V. D., Morinigo, G. V., 1969. «La géologie du Paraguay», Comm. Carte Géol. Monde (Paris), 9, 65—74.

Wilhelmy, H., Rohmeder, W., 1963. «Die La Plata Länder (Argentinien—Paraguay—Uruguay)», Braunschweig: G. Westermann, 584 p.

Wolfrat, R., 1961. «Stratigraphie und fauna des alteren Paläozoikums (Silur, Devon) in Paraguay», Geol. Jahrb. (Hannover), 78, 29—102.

ПЕРУ

Республика Перу расположена в западной части Южной Америки (площадь — 1420 тыс. км²), от экватора до 18° ю. ш. Ее территория включает в себя регионы, резко отличающиеся друг от друга в геоморфологическом, тектоническом и климатическом отношении. Столица — г. Лима, главный порт — Кальяо.

После первых исследований А. Раймонди, начавшихся в 1851 г., был накоплен большой объем сведений о геологическом строении Перу, хотя многие районы до сих пор остаются относительно слабо изученными. Лишь небольшая часть ее площади покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 (или более крупным). Вехой в развитии геологических знаний об этой стране была книга Г. Штейнманна «Геология Перу» [Steinmann G., 1929]. Несмотря на то что рудные и нефтяные компании проводили здесь поисково-разведочные работы и картирование, последние лишь в нескольких случаях были использованы при региональных обобщениях [Laughlin A. W., 1924 г.; Petersen U., 1965, и др.]. В 1969 г. Национальным минералогическим и нефтяным обществом Перу была опубликована отличная металлогеническая карта на геологической основе масштаба 1 : 1 000 000. Обобщенная сводка по геологии Перу была написана Б. Бельидо [Bellido B. E., 1969]. Активная программа картирования, завершенная недавно Национальной службой геологии и горного дела, привела к изданию (в апреле 1973 г.) 37 планшетов цветной геологической карты масштаба 1 : 100 000.

Геоморфологическое районирование

На территории Перу выделяются три главных морфотектонических региона: 1) Прибрежная пустынная зона с высотами менее 2000 м (Ла-Коста); 2) горная система Перуанских Анд и 3) залесенная низменная область верховьев р. Амазонки (с рельефом ниже 2000 м). Каждый из этих регионов мог бы быть расчленен детальнее, однако для этого необходимо проведение более систематических исследований (рис. 1).

В пределах Прибрежной зоны (Ла-Коста) выделяются следующие четыре морфоструктуры: Береговой склон Анд, Параандская впадина, Береговая Кордильера и узкая полоса Прибрежной равнины.

Береговой склон представляет собой нижнюю часть Тихоокеанского склона Анд. Это — геологически сложно построенная, протягивающаяся в западном и юго-западном направлениях предгорная область. Она имеет более низкие градиенты уклонов, чем средняя, более крутая, часть Тихоокеанского склона. Эта поверхность выходит к океану между Каманой и Атико (юго-западное побережье Перу), где несет на себе следы морской абразии.

Параандская впадина [Fischer A. G., 1956], расположенная между Андами и Береговой Кордильерой, заполнена континентальными обломочными породами тре-

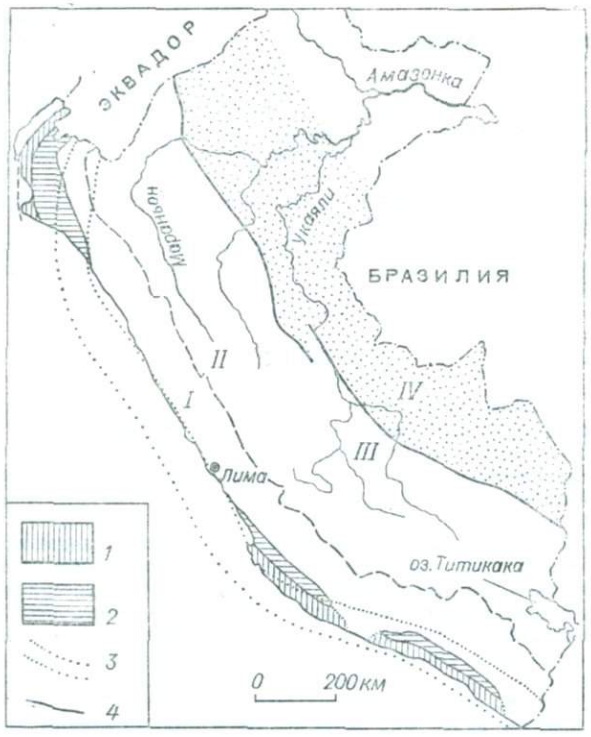


Рис. 1. Геоморфологическое районирование Перу.

I — Континентальный водораздел; *II* — Западная (Береговая) Кордильера; *III* — Восточная Кордильера; *IV* — Субандийский прогиб.

1 — хребты Прибрежной зоны; *2* — Параандская впадина; *3* — приблизительные границы триасово-юрского вулканического пояса; *4* — Восточно-Андийская (Субандийская) фронтальная зона.

тичного возраста на юге и преимущественно морскими отложениями в других районах, особенно на северо-западе Перу, где пустыня Сечура имеет ширину более 100 км.

На юге Перу Береговая Кордильера граничит с океаном либо отделена от него узкой полосой приподнятой и абрадированной морской террасы. Юго-западные склоны этого хребта характеризуются значительной крутизной, а северо-восточные большей частью погребены под третичными обломочными толщами Параандской впадины; высоты его уменьшаются в северо-западном направлении. Граница между Параандской впадиной и Береговой Кордильерой близ Каманы косо срезана береговой линией. Хребет сложен преимущественно докембрийскими гнейсами и интрузивными породами, в меньшей мере верхнепалеозойскими отложениями, иногда фаунистически охарактеризованными, которые прорваны мезозойскими интрузиями и, подобно Параандской впадине, испытали сильное воздействие кайнозойских сбросов. Аналогичный морфотектонический комплекс вновь появляется на северо-западе Перу, вначале на островах, а затем и на континенте в виде гор Ильескас меридионального простирания [Fischer A. G., 1956].

Все западное побережье Перу вместе с породами фундамента, слагающими относительно узкий шельф, сильно нарушено сбросами. Оно представляет собой фронтальный край материка перед Перуанско-Чилийским глубоководным желобом, проходящим на расстоянии около 150 км от береговой линии. Горы Сьерра-де-Амотапе протягиваются в северо-восточном направлении и заходят на территорию Эквадора. На севере Перу они сложены преимущественно метаморфическими и изверженными породами палеозойского возраста.

Ввиду нестабильности границ Тихого океана на протяжении большей части кайнозоя имеются лишь небольшие участки истинно Прибрежной равнины. Крупнейший из них, расположенный на северо-западе, протягивается от нефтяных месторождений Талара в северо-восточном направлении, к Эквадору. Между Лимой и п-овом Паракас узкая полоса Прибрежной равнины была приподнята и воздымается над морем в виде абрадированного волнами уступа. На юге Перу она отмечается на небольшом протяжении к северо-западу от Такна.

Анды пересекают всю территорию Перу, образуя высокий расчлененный барьер между Прибрежной зоной на юго-западе и заросшей джунглями низменностью на северо-востоке. Обычно при геоморфологических исследованиях их подразделяли на три части: Западную и Восточную Кордильеры Анд, а также менее четко выраженную, промежуточную, Центральную Кордильеру Северного Перу. Западная Кордильера — наиболее протяженная, образует континентальный водораздел, простирающийся от Эквадора до юга Перу, где он отделяет впадину оз. Титикака от бассейна Тихого океана. В пределах Кордильеры-Бланко, расположенной в 300 км севернее Лимы, находятся наиболее живописные снеговые вершины, из которых самая высокая — гора Уаскаран (6768 м).

Западная Кордильера сложена складчатыми и нарушенными разрывами породами палеозоя и мезозоя, прорванными позднемеловыми и третичными интрузиями среднего состава и перекрытыми, особенно на юге Перу, третичными вулканитами большой мощности. Между Западной и Восточной Кордильерами расположено несколько обширных высоких равнин. Самые значительные из них — Пампа-де-Хунин в Центральном Перу и впадина оз. Титикака, соединяющаяся с впадиной Поопо Боливии. Видимо, эти впадины имеют тектоническое происхождение и связаны с опусканием по сбросам. Их поверхности образованы молодыми отложениями и, таким образом, представляют собой, скорее, не эрозионные, а аккумулятивные образования, возникшие в позднетретичное и плейстоценовое время.

Центральная и Восточная Кордильеры, эти менее четкие хребты, сложены очень мощными метаосадочными породами главным образом раннепалеозойского возраста. В последнее время их изучали французские геологи [Megard F., 1967; Megard F. e. a., 1971]. Древние породы прорваны позднепалеозойскими интрузиями. В центре и на севере Перу на древнем палеозое несогласно залегают более молодые палеозойские и мезозойские отложения, собранные в складки и нарушенные сбросами. На территории монтаньи (высоких джунглей) восточный склон Анд резко опускается к низменным джунглям (сельва). Анды рассечены крупными притоками Амазонки, образующими ряд ущелий и порогов. Выше по течению те же реки и их притоки прорезают длинные глубокие субсеквентные долины, параллельные простираниям андийских структур.

К востоку от Анд вдоль всего Перу протягивается Субандийская фронтальная зона (форланд). Согласно К. Хэму и Л. Геррере [Ham C. K., Herrera L. J., 1963], Анды отделены от Субандийского форланда непрерывной системой крутых разрывов. Амплитуда складок форланда, обычно нарушенных разрывами по восточным крыльям, уменьшается по направлению к Бразильскому щиту. Таким образом, переход от восточных склонов Анд к Субандийской фронтальной области, большей частью достаточно резкий как в геологическом, так и в геоморфологическом отношении. Сложная структура Анд разительно контрастирует с пологосклонным ландшафтом субандийских третичных континентальных обломочных отложений, залегающих на морских палеозойских, а также на морских и континентальных мезозойских толщах.

История геологического развития

Зона депрессий, протягивающаяся вдоль западной границы докембрийского Центральнобразильского щита, начала формироваться и аккумулировать осадки в начале палеозоя. Вдоль южного побережья Перу сохранились останцы позднедокембрийских кристаллических пород, абсолютный возраст которых согласно К — Ar-датировкам, проведенным Дж. Стюартом и Н. Сеннингом вблизи Арекипа, составляет 642 ± 16 млн. лет [Cobbing E. J., Pitcher W. S., 1972b]. Изолированные выходы этих пород имеются также в Западной и Восточной Кордильерах.

Наиболее древние из установленных палеозойских отложений относятся к ордовику. Это — мощная песчано-глинистая толща, ныне представленная темными аспидными сланцами, филлитами и кристаллическими сланцами, сохранившаяся в виде полосы, простирающейся из Боливии на северо-запад, к верхнему течению р. Мараньон в северной части Перу (рис. 2). Возможно, что эти геосинклинальные образования охватывают интервал времени от кембрия до девона включительно, хотя кембрийские окаменелости в Перу пока еще не обнаружены.

Палеозойский разрез района оз. Титикака мощностью около 3000 м сложен глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками ранне-среднедевонского возраста [Newell N. D., 1949], хотя, по всей вероятности, здесь присутствуют отложения силура и, возможно, ордовика [Boucot A. J., Megard F., 1972]. Вблизи Камана девон залегает на докембрийских гнейсах. Мощные средне- и нижне-

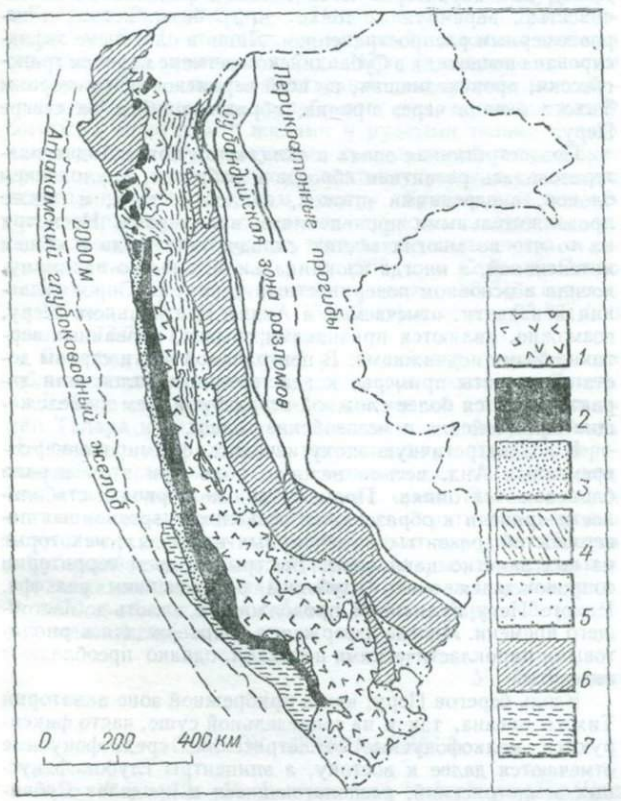


Рис. 2. Генерализованная геологическая карта Перу (с карты м-ба 1 : 4 000 000, изданной в 1969 г. Национальной службой геологии и горного дела Перу) [Cobbing E. J., 1972].

1 — вулканиты третичного и четвертичного возраста; *2* — мезозойские интрузии; *3—5* — мезозойские отложения (*3* — эвгеосинклинальные, *4* — миогеосинклинальные, *5* — платформенные); *6* — нижнепалеозойский складчатый пояс; *7* — докембрийские гнейсы Паракас.

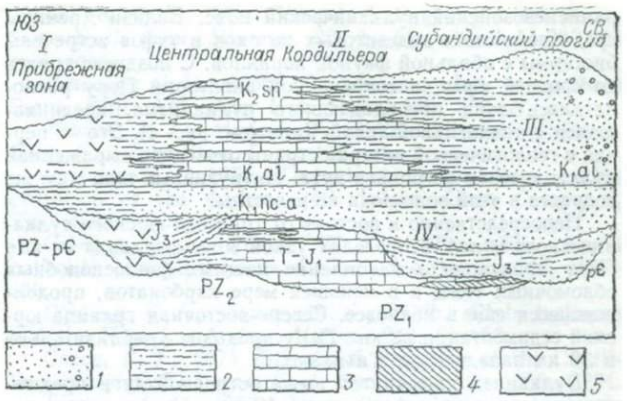


Рис. 3. Обобщенный стратиграфический разрез мезозойских отложений Перу.

I—III — фации: *I* — преимущественно эвгеосинклинальные, *II* — преимущественно миогеосинклинальные, *III* — преимущественно континентальные (обломочные); *IV* — несогласие (раннемеловой перерыв).

1 — песчаники и конгломераты; *2* — глинистые сланцы и алевролиты (в том числе неоком-аптские угленосные и безугольные); *3* — карбонаты (триас-нижнеюрские Центрального Перу и сенон-альбские); *4* — эвапориты; *5* — вулканогенные породы.

девонские толщи, очевидно, прослеживаются по простиранию Анд в Перу. Мощность палеозойского разреза быстро уменьшается как в восточном, так и в западном направлении. Интенсивные проявления раннегерцинских орогенических фаз вдоль всей оси Перуанских Анд выражены развитием сжатых складок, локальным метаморфизмом нижнепалеозойских отложений (до зеленосланцевых фаций) и выпадением из разреза верхнего девона. Широко распространены посттектонические миссисипские отложения: обломочные породы от грубо- до тонкозернистых, иногда с примесью туфов. Выше согласно залегает преимущественно морская пенсильванская толща, за которой с небольшим несогласием следуют нижне- и среднепермские глины и известняки, особенно на юге Перу [Newell N. D. e. a., 1953].

Позднегерцинские движения сопровождались образованием андезитовых, до риолитовых, эффузивов и вулканогенно-обломочных пород средне- и позднепермского возраста. В центре и на юге Перу широко развиты мощные красноцветные, от грубо- до тонкозернистых, посторогенные обломочные породы (молассы), венчающие пермский разрез; во многих местах они установлены и севернее. На северо-западе и в центре страны, а возможно, и в других районах встречаются пермские граниты.

С поздней перми до начала позднего триаса бо́льшая часть области Перуанских Анд была сушей, о чем свидетельствует выпадение здесь из разреза нижне- и среднетриасовых отложений. Однако в Субандийском регионе в это время накопились соленосные толщи, позже давшие начало диапировым структурам (долина р. Уальяги).

В течение позднепермской и раннеюрской эпох в довольно узкой шельфовой зоне, протянувшейся к востоку от современного континентального водораздела, на севере и в центре страны накопился карбонатный разрез мощностью 2000 м. В это же время на западе Перу сформировалась толща андезитовых вулканитов, большей частью подводных, с прослоями темных глин и нечистых известняков. Еще дальше к западу, по данным А. Фишера [Fischer A. G., 1956], триас и юра выпадают из разреза, так что альб и более молодые меловые толщи лежат непосредственно на палеозойских метаморфических породах (рис. 3).

Вдоль южного побережья Перу, а также в глубь территории, вплоть до Арекипы и Мокегуа, протягивался

раннемезозойский вулканический пояс. Вблизи Арекипы среди лейасовых андезитовых потоков и туфов встречены биогермы с обильной фауной кораллов. С позднего триаса до средней юры на современной акватории Перу располагалась зона преобладающего вулканизма, соединявшаяся с аналогичной зоной Чили (см. рис. 1). Это — первая в геологической истории страны отчетливо выраженная вулканическая островная дуга. Интрузивные тела того же возраста в этой зоне пока не известны.

Непосредственно к востоку от триасово-юрского вулканического пояса, в пределах узкой зоны форланда на юге Перу происходило накопление мощных флишеподобных обломочных толщ и в меньшей мере карбонатов, продолжавшееся еще в келловее. Северо-восточная граница юрской седиментации на юге Перу проходит приблизительно в 30 км западнее оз. Титикака.

Вулканизм упомянутой выше островной дуги предшествовал коровым деформациям. Южнее Наски титон, по-видимому, залегает на деформированных среднеюрских отложениях [Rüegg W., 1956]. Следующим заметным геологическим событием было отложение в раннем мелу на обширной площади песчаников, преимущественно континентальных, с угольными пластами и немногочисленными морскими прослоями. В основании этой толщи отмечается крупное несогласие, наиболее отчетливо выраженное в центре и на севере страны, но выделяемое по структурным взаимоотношениям также и на юге. В центре Перу угленосная апт-неокомская группа Гоильярискуисга залегает на юрских или триасовых известняках. На юге, близ Пуно, неокомские или аптские песчаники лежат на верхнеюрских или даже девонских отложениях. На востоке Перу неоком несогласно перекрывает толщи от верхнеюрских до ордовикских.

Несколько западнее мезозойских шельфовых отложений на неморских нижнемеловых обломочных породах трансгрессивно залегают карбонаты (см. рис. 3). К. Бенавидес [Benavides C. V., 1956] на основе руководящей фауны аммонитов выделил известняки и мергели альбского — сантонского возраста. П. Кони [Coney P. J., 1971] закартировал в Кордильере-де-Уайхуаш (на севере Центрального Перу) мощную альб-туронскую толщу известняков. Несмотря на то, что в центральной и северной частях страны седиментация в позднем мелу была преимущественно непрерывной, на юге, после отложения сеноманских известняков серии Айявакас, аналогичные зоны формировались в субаэральных условиях.

В районе оз. Титикака мощные континентальные обломочные, частично красноцветные толщи самых верхов мелового разреза в основном заполняют обширные глубокие долины, образовавшиеся в результате вертикальных блоковых подвижек. В области Субандийского форланда, однако, нижне- и среднемеловые отложения содержат прослои морских и озерно-аллювиальных осадков, источник которых, скорее всего, располагался на востоке. В позднем мелу в результате сноса этого обломочного материала сформировались белые кварцевые песчаники (литоральные морские фации).

Западнее, недалеко от современной береговой линии, в позднем мелу и в раннетретичную эпоху накопилась 2000-метровая толща вулканитов — преимущественно андезитов, переходящих в риолиты. Они сопровождали внедрение Андийского батолита, породы которого прослеживаются более или менее непрерывно вдоль Берегового склона Анд и борта Параандской депрессии. Многократные внедрения интрузий начались, по-видимому, в позднем мелу и продолжались в третичном периоде.

Возраст диоритов Токвепала [Laughlin A. W. e. a., 1968], установленный радиоизотопными методами, равен 58,7 ± 1,8 млн. лет. Э. Коббинг и У. Питчер [Cobbing E. J., Pitcher W. S., 1972a] определили возраст развитых севернее Лимы ранних тоналитов 76 ± 3, а поздних адамеллитов — 33 ± 1 млн. лет. На юге Перу третичные базальные конгломераты содержат валуны различных пород, слагающих батолит. Состав этого интрузива в среднем гранодиоритовый и тоналитовый, хотя описаны различные фазы внедрения: от габбро до гранитов; ранние фазы были синтектоническими. Батолит окаймляется зонами контактового метаморфизма.

Внедрение Андийского батолита в конце мела знаменовало поворот в истории Анд. Вблизи Талары, на северо-западе Перу, в активной тектонической зоне, характеризующейся наличием многочисленных сбросов, отлагались третичные морские обломочные породы, в том числе многочисленные турбидиты. В изолированных удлиненных впадинах, параллельных современным андийским простираниям, между Западной и Восточной Кордильерами накапливались преимущественно континентальные обломочные красноцветы и озерные отложения. В центре и на юге Перу обломочные толщи имеют значительные мощности, но корреляцию между районами их распространения осуществить пока не удается.

В начале третичного периода вдоль линии, проходящей непосредственно к западу от основных третичных бассейнов, возобновился андезитовый и базальтовый вулканизм, и поэтому здесь отмечается переслаивание осадочных и вулканических пород. Эта линия прослеживается западнее оз. Титикака, вдоль континентального водораздела на северо-запад, за широту Серро-де-Паско.

В третичный период к востоку от горной системы Анд накопились большие мощности преимущественно континентальных обломочных отложений (до 6100 м в Мадре-де-Диос). Они характеризуются большой фациальной изменчивостью, варьируя от тонко- до грубозернистых, и неравномерным распространением. Лишь в олигоцене зафиксирована последняя в Субандийском регионе морская трансгрессия, происходившая, по всей вероятности, со стороны Тихого океана через пролив, образовавшийся на севере Перу.

Позднетретичная эпоха в складчатом поясе Анд характеризовалась развитием сбросов и взбросов, наклонением блоков, внедрениями штоков, силлов и даек, а также продолжительными проявлениями вулканизма. Несмотря на то что во многих местах складчатость была в общем интенсивной, а иногда изоклинальной, она, по-видимому, носила в основном поверхностный характер. Опрокидывания и надвиги, отмечаемые в Андах Центрального Перу, возможно, являются признаками срывов, вызванных вертикальными подвижками. В центральной части страны достаточно часты примеры, когда третичные отложения характеризуются более сложной структурой, чем нижележащие палеозойские и мезозойские толщи.

В позднетретичную эпоху началось формирование современных Анд, весьма важную роль при этом играла блоковая тектоника. Промежуточные периоды стабильности привели к образованию нескольких эрозионных поверхностей, развитых на обширных площадях; некоторые из них заметно наклонены. Быстрый подъем территории сопровождался очень глубоким расчленением рельефа. На юге Перу вулканизм продолжается вплоть до настоящего времени. Многие извержения сопровождались риолитовыми пирокластическими потоками, однако преобладают андезиты.

Вдоль берегов Перу, как в прибрежной зоне акватории Тихого океана, так и на сопредельной суше, часто фиксируются мелкофокусные землетрясения; среднефокусные отмечаются далее к востоку, а эпицентры глубокофокусных землетрясений, располагающиеся в пределах Субандийского региона, приурочены к окраине щита.

Согласно Д. Джеймсу [James D., 1971], глубина раздела Мохо достигает максимума — около 70 км — в Восточной Кордильере, на юге Перу. По-видимому, плита Наска полого поддвигается под Южно-Американскую, сопровождаясь формированием глубоких сбросов [Abe K., 1972].

Полезные ископаемые

В Перу добываются руды различных металлов, однако лишь медь, цинк, свинец, золото, серебро и железо получены в значительных количествах. Так, по данным «Минералогического ежегодника» (Minerals Yearbook), в 1969 г. *было добыто, т:*

Меди	206,1
Цинка	314,7
Свинца	162,9
Железа	9620,0
Серебра	1061,9
Золота	0,3972

Основным поставщиком медной руды в настоящее время является месторождение Токуэпала на юге Перу, расположенное вблизи Такны, в 50 км от Тихоокеанского побережья. Здесь разрабатываются рассеянные сульфидные руды, приуроченные к трубообразным телам, выполненным брекчиями, и к интрузивам, секущим вулканические породы предположительно мелового возраста. Запасы месторождения составляют 400 млн. т руды при содержании меди 1%.

Основная база добычи драгоценных металлов находится в Андах Центрального Перу, где расположены знаменитые старые, но все еще действующие рудники Серро-де-Паско, Морокоча и Касапалька. Позднее были открыты относительно крупные месторождения Атакоча, Яурикоча и Кобриса. Рудник Серро-де-Паско, история которого восходит к XVII столетию, — крупный источник добычи серебра, меди, цинка и свинца. Представленные на этом месторождении высококачественные окисленные или обогащенные залежи медно-серебряных руд сменяются книзу богатыми энаргитом * жилами и рудными телами в виде неправильных труб, секущими монцонитовый шток и приуроченное к его восточному контакту узкое серповидное колчеданное тело до 1800 м в длину, образованное замещением пиритом и кремнеземом триасовых известняков. Свинцово-цинковые рудные тела также включены в сульфидно-кремнеземную массу. В 1968 г. в Серро-де-Паско получено 65 873 т очищенного цинка, 86 346 свинца, 53 210 меди, 43 160 унций (1342,3 кг) золота и 20 371 000 унций (73 738,1 кг) серебра.

Большая часть железной руды добывается в Марконе (вблизи западного побережья, к северо-востоку от Лимы).

Добыча нефти производится в основном на месторождении Талара и других, расположенных в этом же районе. Нефтяные месторождения протягиваются вдоль северо-западного побережья и расположены как на акватории, так и на примыкающих участках суши. Залежи нефти и газа связаны преимущественно со стратиграфическими ловушками в третичных обломочных породах. Поиски в Субандийском регионе привели к открытию нескольких нефтяных месторождений также в меловых песчаниках. В 1970 г. было добыто более 26 млн. баррелей (около 3,5 млн. т) нефти.

У. Ф. Дженкс

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Abe, K., 1972. «Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes», Phys. Earth Planet. Interiors, 5, 367—379.

Bellido, B. E., 1969. «Sinopsis de la geologia del Peru», Serv. Nacl. Geol. Mineral., 22, 1—54 (with 1 : 4 000 000 geol. map).

Benavides C. V., 1956. «Cretaceous system in northern Peru», Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 108, 357—493.

Boucot, A. J., Megard, F., 1972. «Silurian of Peru», Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 133, 51.

Cobbing, E. J., 1972. «Tectonic elements of Peru and the evolution of the Andes», 24th Intern. Geol. Congr., 3, 306—314.

Cobbing, E. J., Pitcher, W. S., 1972a. «The coastal batholith of central Peru», J. Geol. Soc. Lond., 128, 421—460.

Cobbing, E. J., Pitcher, W. S., 1972b. «Plate tectonics and the Peruvian Andes», Nature, 240, 51—53.

Coney, P. J., 1971. «Structural evolution of the Cordillera Huayhuash, Peru», Geol. Soc. Am., 82, 1863—1884.

Fischer, A. G., 1956. «Desarollo geológice de noroeste Peruano durante el Mesozoico», Soc. Geol. Peru, 30, 177—190.

Ham, C. K., Herrera, L. J., Jr., 1963. «Role of subandean fault system in tectonics of eastern Peru and Ecuador», Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 2, 47—61.

James, D. E., 1971a. «Plate tectonic model for the evolution of the central Andes», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 3325—3346.

James, D. E., 1971b. «Andean crustal and upper mantle structure», J. Geophys. Res., 76, 3246—3271.

Laughlin, A. W., Damon, P. E., Watson, B. N., 1968. «Potassium-argon dates from Toquepala and Michiquilly, Peru», Econ. Geol., 63, 166—168.

Megard, F., 1967. «Commentaire d'une coupe schématique á travers les Andes Centrales du Pérou», Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 9 (4), 335—346.

Megard, F., Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C., Paredes, J., Tomasi, P., 1971. «La chaine hercynienne au Pérou et en Bolivie, premiers resultats», Cahier ORSTROM, Ser. Géol., 3, 1, 5—44.

Newell, N. D., 1949. «Geology of the Lake Titicaca region Peru and Bolivia», Geol. Soc. Am., Mem. 36, 111 p.

Newell, N. D., Chronic, J., Roberts, T. G., 1953. «Upper Paleozoic of Peru», Geol. Soc. Am., Mem. 58, 276 p.

Perales-Calderon, F., 1970. «Glosario y tabla de correlacion de las unidades estratigraficas del Peru», Primer Congr. Latinoamericano Geol., Lima.

Petersen, U., 1965. «Regional geology and major ore deposits of Central Peru», Econ. Geol. 60, 407—476.

Rüegg, W., 1956. «Geologie zwischen Canete—San Juan, 13° 00′—15° 24′ Südperu», Geol. Rundschau, 56, 775—858.

Steinmann, G., 1929. Geologie von Peru. Heidelberg: Winter, 448 p. (Spanish translation, 1930, Heidelberg).

Stewart, J. W., et al., 1974. «Age determinations from Andean Peru: a reconniassance survey», Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1107—1116.

Wilson, J. J., Reyes, L., Garaya, J., 1967. «Geológia de los Cuadrangulos de Mollebama, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari», Serv. Geol. Mineral., 16, 1—95.

СУРИНАМ

Суринам расположен на северо-востоке Южной Америки; на западе граничит с Гайаной, на востоке — с Гвианой (Французской) и на юге — с Бразилией. Площадь 163,8 тыс. км². Климат тропический, влажный, со среднегодовой температурой 27,3° С. Годовое количество осадков 220 см. Бóльшая часть населения страны сосредоточена в прибрежных районах, где основу экономики составляют горная промышленность и сельское хозяйство.

Первые сведения о добыче золота на территории Суринама относятся к 50-м годам прошлого столетия. Бокситы

---

* Энаргит является главным рудным минералом этих жил, где он ассоциирует с теннантитом и фаматинитом. — *Прим. пер.*

ТАБЛИЦА 1

Стратиграфическая схема Суринама [Bosma W., Oosterbaan W. E., 1972]

Номер позиции на рис. 1	Стратиграфическое подразделение	Возраст	Литологическая характеристика
1	Группа Корантейн	Мел (не обнажающийся на поверхности) — голоцен	Преимущественно рыхлые пески и глины
2	Долериты Апату	Пермо-триас (227±10 млн. лет)	Дайки пижонитовых долеритов
	Тектоно-магматическая фаза Никери (1200±100 млн. лет). Образование сбросо-сдвиговых зон, милонитизация пород		
	Долериты Аванаверу	Докембрий (1,5—1,8 млрд. лет)	Силлы и дайки гиперстенсодержащих пижонитовых габбро и долеритов
3	Формация Рорайма	Докембрий (1,6—1,65 млрд. лет)	Пологозалегающие кварцитовые песчаники и конгломераты с локальными прослоями туфов
	Трансамазонский орогенический цикл. Магматическая деятельность (плутонические и вулканогенные образования кислого состава)		
4	Гранитоиды		Граниты, гранодиориты и кварцевые диориты; иногда лейкократовые граниты
5	Риолиты Дальбана	Докембрий (1800±40 млн. лет)	Слабо метаморфизованные риолито-дацитовые лавы и туфы, в том числе пепловые туфы
	Складчатость и метаморфизм геосинклинальной стадии трансамазонского орогенического цикла		
6	Группа Маровейне	Докембрий	Геосинклинальные метаосадочные и метавулканические породы
	Формации Армина и Розебел (Восточный Суринам) и формация Стон (Западный Суринам)		Метаосадочные флишевого (Армина) и молассового типа (Розебел, Стон), включающие в себя аспидные сланцы, филлиты, кварциты, граувакки, субграувакки и конгломераты
	Габбро Де-Гоя (?)	Возраст и происхождение не установлены	Древние интрузии габбро, а также ультраосновных (?) пород
	Формация Парамака (Восточный Суринам) и спилиты Матапи (Западный Суринам)	1890±90 млн. лет	Основные и кислые экструзии; обломочные и хемогенные метаосадочные с прослоями спилитов, базальтов и туфов основного состава; риолиты и дациты; кристаллические сланцы; филлиты и кварциты
7	Группа Фалаватра Группа Коэрони	Докембрий Возраст и происхождение не установлены (древний фундамент?)	Чарнокитовые гранулиты, мигматитовые и кордиерит-силлиманитовые гнейсы (ассоциирующие с более молодыми милонитизированными гранито-гнейсами и основными интрузиями)

впервые были экспортированы в 1922 г. В настоящее время около 75% территории Суринама покрыто геологической съемкой. Геологическая карта страны, выполненная на аэрофотооснове Л. О'Хирном [O'Herne, 1969a, 1969b] издана в масштабах 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000.

Геологический очерк

Бóльшая часть территории сложена докембрийскими породами Гвианского щита. На севере эти древние образования перекрыты осадочными породами мелового — голоценового возраста, мощность которых возрастает в субширотном (запад-северо-западном) направлении. Вблизи устья р. Корантейн, вдоль оси Гвианской впадины, она достигает 2000 м.

Стратиграфическая схема Суринама, главным образом по данным У. Босма и У. Грёневега [Bosma W., Groeneweg W., 1970], приведена в табл. 1. Геологическая карта страны составлена У. Босма и У. Остербаном [Bosma W., Oosterbaan W. E., 1972] (рис. 1). Белые пятна на карте соответствуют неизученным территориям.

Группа Фалаватра. Высокометаморфизованные породы этой группы, включающие чарнокитовые гранулиты и силлиманитовые гнейсы, сопоставимы с аналогичными породами Гайаны, Гвианы и Венесуэлы (см. табл. 1 в статье Гвианский щит). Опорные разрезы группы располагаются в Западном Суринаме, например в горах Бакхис, образующих горст северо-восточного простирания, и к югу от них, в районе Коэрони. На основании предварительных определений возраст пород группы Фалаватра колеблется от 1,9 до 2,5 млрд. лет. В горах Бакхис обнаружены крупные месторождения бокситов.

Группа Маровейне. В составе этой группы выделяется несколько формаций, образующих часть огромной геосинклинали — нижнепалеозойского подвижного пояса,

подвергшегося складчатости и метаморфизму в ходе трансамазонского орогенеза.

Формация Парамака сложена метаморфизованными осадочными, вулканическими и основными изверженными породами. Она распространена преимущественно в восточных районах страны. На породах формации часто развивается латеритовая или бокситовая кора выветривания. С отложениями Парамака связано большинство месторождений золота. Спилиты Матапи в Западном Суринаме, возможно, имеют тот же возраст, что и породы формации Парамака.

Положение в разрезе габбро Де-Гоя, или древних основных интрузий, обнаруженных на некоторых участках Восточного Суринама, до сих пор не установлено. Первоначально эти породы, среди которых наряду с габбро встречаются нориты и метагаббро, были отнесены к формации Парамака.

Формация Армина представлена метаосадочными породами — от конгломератов до филлитов — с преобладанием глинистых разностей, придающих формации флишеподобный облик. Формация Розебел имеет более песчанистый характер; это толща молассового типа. Стратиграфическая последовательность двух упомянутых выше подразделений все еще остается не ясной; суринамские геологи в противоположность большинству исследователей Гвианы считают формацию Армина более древней. Формация Стон (Западный Суринам), возможно, коррелируется с отложениями формации Розебел.

Гранитоиды и риолиты Дальбана. В ходе трансамазонского орогенеза произошло массивное внедрение гранитоидов (от гранитов до кварцевых диоритов) почти одновременно с излияниями риолитов и дацитов (серия риолитов Дальбана). В горах Вильгельмина и в районе р. Дальбана-Крик (притока р. Корантейн) развиты спекшиеся туфы. Все граниты и риолиты Суринама, по-видимому, имеют один и тот же возраст: 1810 ± 40 млн. лет [Priem H. e. a., 1971]. Возможно, что к тому же магматическому комплексу относятся граниты и кислые вулканиты. Представления

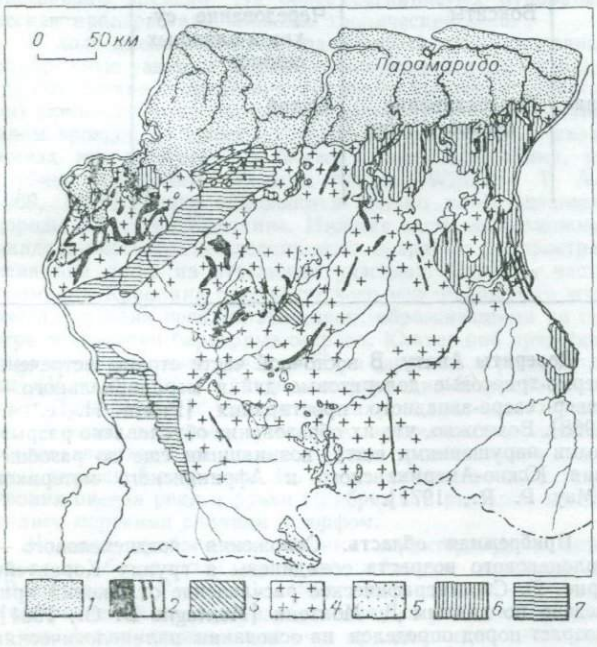


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Суринама. По У. Босма и У. Остербану [Bosma W., Oosterbaan W. E., 1972].

1 — группа Корантейн; *2* — долериты комплексов Апату и Аванаверу; *3* — формация Рорайма; *4* — гранитоиды; *5* — риолиты Дальбана; *6* — группа Маровейне; *7* — группы Фалаватра и Козрони.

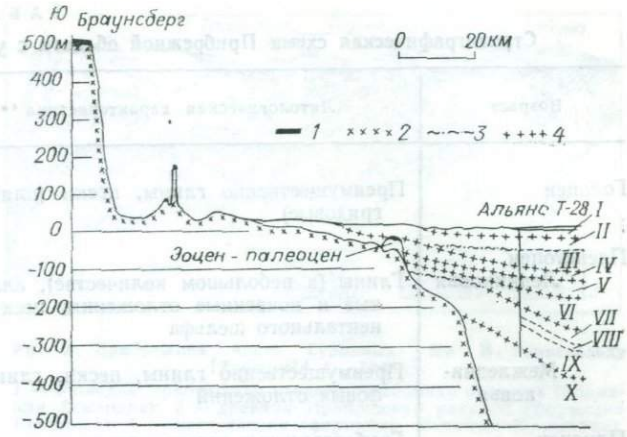


Рис. 2. Схематизированный меридиональный профиль через прибрежную зону Суринама в районе Парамарибо. По Л. Крооку и М. Малдерсу [Krook L., Mulders M. A., 1971].

1 — бокситы и латериты; *2* — докембрийский фундамент; *3* — предполагаемые несогласия; *4* — перерывы.

Цифры на рисунке	Палинологическая зона [Wijmstra T. A., 1969]	Возраст	Формация	Формация по Й. Норторну ван де Круиффу [Noorthoorn van de Kruijff J. F., 1970]
I	G-2	*Голоцен*	Демерара	*Тамбареджо*
II		Плейстоцен	Коропина	
III				
IV	G-1	Плиоцен	Верхняя Кусевийне	
V	F	Миоцен	Нижняя Кусевийне	
VI	E		«Бокситовый перерыв»	Калькутта
VII	*D*	*Эоцен*		
VIII	C		Онвердахт	
IX	B	Палеоцен		
X	A	Поздний мел	Никери	Никери

об омоложении этих образований [McConnell R. B., Williams E., 1970] находят мало подтверждений на суринамском материале (см. также статью Гвианский щит).

Формация Рорайма. После трансамазонского орогенеза формирование Гвианского щита более или менее завершилось. Современный же облик ему придали эрозия, локальная седиментация, внедрение небольших основных интрузий и образование более молодых сбросов. Перед отложением формации Рорайма Гвианский щит претерпел частичную пенепленизацию. Эта формация, сложенная почти горизонтально залегающими песчаниками и конгломератами с тонкими прослоями игнимбритов и пропластками туфов, занимает значительные площади в Гайане,

ТАБЛИЦА 2

Стратиграфическая схема Прибрежной области с учетом изменений климата и колебаний уровня океана

Возраст	Литологическая характеристика **	Стратиграфия Гвианской впадины	Климат	Трансгрессии (+) и регрессии (—)
Голоцен	Преимущественно глины, пески (пляжевые и грядовые)	Глины (верхняя пачка)	Влажный	+
Плейстоцен				
Ледниковья	Глины (в небольшом количестве), аллювиальные и почвенные отложения; пески континентального шельфа		Сухой	—
Межледниковья	Преимущественно глины, пески, глины шельфовых отложений		Влажный	+
Плиоцен	Грубозернистые несортированные пески и каолинитовые глины; преимущественно очень грубозернистые несортированные пески (пояс саванн)	Пески (верхняя пачка)	Очень сухой, сухой	—
Миоцен				
Поздний	Перерыв	Глины (промежуточные слои)	Сухой (?)	—— ***
Средний	Преимущественно глины		Влажный	+
			»	+
Ранний	Перерыв		Сухой (?)	——
	Преимущественно глины		Чередование сухих и влажных сезонов	—
	Преимущественно глины			+
Олигоцен (?) *	Грубозернистые пески	Пески «А»	Сухой (?)	—
	Бокситы	Бокситы	Чередование сухих и влажных сезонов	—
Эоцен—палеоцен	Аркозовые пески (выветривание с образованием бокситов)	Переслаивание песков и глин	Сухой	—
	Каолинитовые глины, Пески (бокситовый пояс)			

* Нет палинологических данных.
** Главным образом по данным бурения.
*** Крупная регрессия.

Венесуэле и Бразилии. В Суринаме она обнаружена только в центральной части территории в районе горы Тафелберг. Недавнее изучение туфов показало, что они имеют возраст 1599 ± 18 млн. лет [Priem H. e. a., 1973].

Долериты Аванаверу. Как до образования формации Рорайма, так и после него Гвианский щит был интрудирован габбро и долеритами. Последние могут быть подразделены на две разновозрастные группы: одну, датируемую 1550—1560, и другую — 1750 млн. лет. Было установлено, что эти группы характеризуются разными палеомагнитными полями [Veldkamp J. e. a., 1971].

Тектоно-магматическая фаза Никери. Около 1,2 млрд. лет назад в Западном Суринаме и на прилегающих территориях Гайаны имели место тектоно-магматические процессы, обусловившие образование крупных сбросо-сдвиговых зон северо-восточного простирания. В это же время сформировалась зона Баккис, которая позднее, возможно в третичном периоде, испытала омоложение.

Долериты Апату. В восточной части страны встречены пермо-триасовые долеритовые дайки меридионального — север-северо-западного простирания [Priem H. e. a., 1968]. Возможно, что их образование обусловлено разрывными нарушениями щита, возникшими еще до разобщения Южно-Американского и Африканского материков [May P. R., 1971].

Прибрежная область. Отложения позднемелового — голоценового возраста объединены в группу Корантейн (рис. 2). Стратиграфическое расчленение отложений приведено по данным Д. Монтеня [Montagne D. G., 1964]; возраст пород определен на основании палинологических исследований [Hammen T., Wijmstra T. A., 1964; Wijmstra T. A., 1969, 1971]. Морские окаменелости встречены лишь в палеоценовых и голоценовых осадках. Общие данные о стратиграфии Гвианской впадины приведены в табл. 2.

Иной метод корреляции стратиграфических разрезов предложил Й. Ф. Норторн ван де Круифф [Noorthoorn van de Kruijff J. F., 1970]. Его метод основан на двух резких изменениях плотностей пород, установленных им по материалам нефтепоискового бурения. Такие «скачки плотности» указывают, что накопившиеся ранее осадки значительной мощности были эродированы, после чего на размытой поверхности пород отложились более молодые. По данным Й. Ф. Норторна ван де Круиффа, один перепад плотностей был приурочен к границе верхнего мела и палеоцена, другой — к средней части нижнего миоцена. Предполагается, что в первом случае было уничтожено около 150 м отложений, во втором — до 60 м. Перерыв между верхним эоценом и нижним миоценом, во время которого образовалась кора выветривания («бокситовый перерыв»), не сопровождается изменением плотностей.

На рис. 2 ясно видно, что отложения палеоцена и эоцена в районе, расположенном ближе к Гвианскому щиту, сохранились на участках, перекрытых бокситами, на которых в свою очередь залегают более молодые отложения. В обнажениях наиболее широко представлены формации Верхняя Кусевийне, Коропина и Демерара (рис. 3). Кроме того, в районе Мунго на поверхность выходит также бронированная бокситами формация Онвердахт.

В плиоцене образовалась формация Кусевийне, представленная преимущественно грубозернистыми песками, в меньшей степени каолинитовыми глинами и лигнитами. Изучение тяжелой фракции показало, что источник сноса пород верхних слоев этой формации расположен очень близко; обломочный материал, по всей вероятности, транспортировался небольшими извилистыми реками или был связан с аллювиальными конусами выноса в условиях относительно сухого климата.

Плейстоценовые отложения представлены белыми кварцевыми песками, образовавшимися при выщелачивании коренных пород в ходе кратких дождевых сезонов (во время ледниковых периодов), что привело к развитию на этих песках саванн и саванновых лесов, сохранившихся до настоящего времени. На более суглинистых буроватых песках произрастали влажные тропические леса.

В ходе плейстоценовых трансгрессий сформировались прибрежные равнины. В районе тылового шва этих равнин (на сочленении с прилегающими более высокими участками) плейстоценовые толщи были почти полностью уничтожены эрозией во время последующих регрессий. В скважинах же, пробуренных ближе к береговой линии, на глубине вскрывается полный разрез [Wijmstra T. A., 1969, 1971]. Ныне обнажаются только плейстоценовые породы формации Коропина. Нижняя часть ее, возможно, миндель-рисского межледникового возраста; распространена она лишь на отдельных участках. Верхняя часть формации Коропина рисс-вюрмского межледникового возраста, сложена песками Лелидроп, образовавшими на севере территории барьерные острова. Южнее она представлена алевритистыми глинами Пара (древние морские глины) [Veen A., 1970]. Отложения формации Коропина слагают Древнюю прибрежную равнину; в настоящее время это — сотни крупных и мелких эрозионных останцов, образовавшихся при низком стоянии уровня океана в период вюрмской регрессии. Во время голоценового подъема уровня океана реки и ручьи Прибрежной равнины заполнились морскими глинами и торфом.

Молодая прибрежная равнина характеризуется приморским болотистым грядово-ложбинным ландшафтом [Brinkman R., Pons L. J., 1968]. Большинство песчаных гряд расположено к западу от главных рек, что предполагает формирование их за счет приноса песка местными водотоками. Однако изучение минералов тяжелой фракции показало, что мелкие песчаные гряды к западу от округа Парамарибо характеризуются специфической минеральной ассоциацией, состоящей главным образом из ставролита, эпидота и циркона. Эта минеральная ассоциация

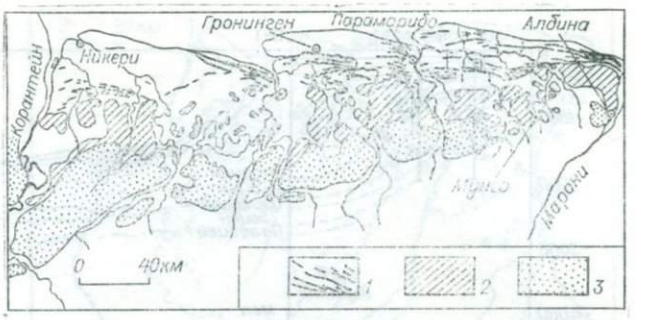


Рис. 3. Прибрежная часть Суринама. По Й. Зонневельду [Zonneveld J., 1968a].

1 — Молодая прибрежная грядово-ложбинная равнина (формация Демерара); *2* — древняя Прибрежная равнина (формация Коропина); *3* — пояс саванн (формация Верхняя Кусевийне).

не имеет ничего общего с ассоциациями речных отложений. Невыветрелые тонкозернистые пески таких гряд содержат зеленые пеллеты *, состоящие частично из шамозита. Поскольку пески аналогичного состава были обнаружены на больших площадях за пределами береговой линии в древней дельте р. Марони, было сделано заключение, что эти пески и послужили источником образования береговых валов. Подводные течения транспортировали пески в направлении суши. Большинство песчаных гряд обнаружено к западу от устьев рек; здесь волны концентрировались под воздействием северо-восточных пассатов. Песчаные гряды к востоку от Парамарибо содержат в преобладающем количестве ставролит. Эти преимущественно грубозернистые пески были принесены главным образом из Гвианы и из долины р. Марони. Ставролит — типичный минерал формации Армина, он особенно распространен в Восточном Суринаме и в прилегающей части Гвианы. Пески транспортировались вдольбереговым течением.

Первоначально все реки Прибрежной равнины несли свои воды непосредственно в Атлантический океан. Позднее мелкие реки в результате приноса больших количеств песка и амазонского ила стали отклоняться к западу [Zonneveld J., 1968a].

Континентальный шельф и Гвианское краевое плато. Недалеко от относительно мелководного (глубиной 100 м) внешнего края широкого континентального Гвианского шельфа имеются остатки верхнеплейстоценовых коралловых рифов. Характер осадков на шельфе изменяется от грубых песков во внешней части к тонким пескам в центральной части и до пелитов вблизи современного берега [Nota D. J., 1958, 1969]. Песчаные отложения датируются плейстоценом. Прибрежные пелитовые осадки имеют голоценовый возраст, они были принесены Амазонкой и Карибским течением. Около 85—90% этих отложений поступает с Анд, что объясняет минеральный состав глин, сложенных каолинитом, гидрослюдами и монтмориллонитом.

К северо-востоку от континентального шельфа обнаружены структуры бордерленда значительно больших размеров: поднятие Демерара, или Гвианское краевое плато, *залегающее на глубине 1500—2000 м. На рис. 4 показан* разрез через это плато [Colette B. J. e. a., 1971; Gillmann M. e. a., 1972; Hayes D. E. e. a., 1971; Fox P. J., Heezen B. C., 1970]. Древнейшие породы, поднятые драгами на северном склоне плато, — это позднеюрские песчаники. Пробуренная в этом районе (во время 14-го рейса «Гломара Челленджера») скв. 144 обнаружила несогласие между верхним мелом и палеоценом. Общая мощность от-

* Небольшие круглые или эллипсоидальные аккреционные агрегаты, иногда псевдоолитового облика. — *Прим. пер.*

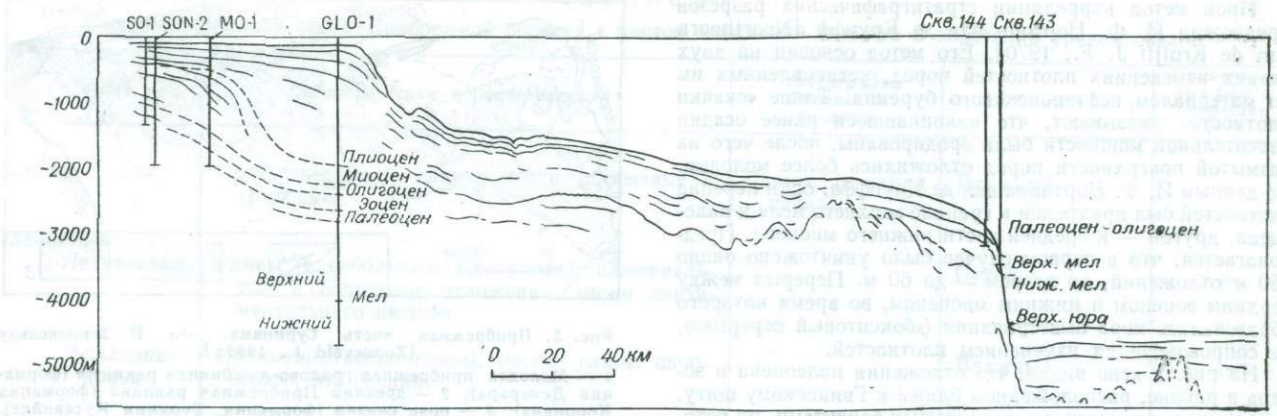


Рис. 4. Геологический профиль через Гвианское краевое плато. По Б. Колетту [Colette B. J. e. a., 1971].

ложений Гвианского плато еще не известна, однако в его южной части, по имеющимся оценкам, она превышает 10 км. Плато асимметрично: северный и северо-восточные склоны крутые, западный — пологий. На плато выявлено несколько глубоких подводных каньонов. Сеть сейсмопрофилей, однако, недостаточно часта, для того чтобы установить точные очертания этих каньонов.

Палеоклиматология

На протяжении третичного и четвертичного периодов климат Суринама прошел через последовательно сменявшиеся сухие и влажные фазы. Признаки этих климатических колебаний отмечаются при палинологическом изучении кайнозойских отложений [Wijmstra T. A., 1971]. *Влияние колебаний климата сказалось также на характере* рельефа и отложений как Прибрежной равнины, так и речных долин [Krook L., 1970]. По материалам из различных источников была составлена табл. 2, в которой дана обобщенная схема стратиграфии Прибрежной равнины. Только на протяжении среднего миоцена (см. рис. 2, зона F) имели место три трансгрессии и регрессии, однако данную зону в целом можно назвать трансгрессивной. По-видимому, относительно сухие периоды обычно синхронны с регрессиями; в это время формировались преимущественно грубозернистые осадки, что особенно отчетливо проявилось в плейстоцене.

Оледенения вызывали как морские регрессии, так и связанные с ними засушливые периоды в тропиках. Сухие и относительно более холодные периоды обусловливали меньшую степень химического выветривания, исчезновение большей части влажных лесов, которые сменялись саваннами, сильную эрозию выветрелых сапролитов и нижележащих коренных пород. Так сформировались песчаные, преимущественно аркозовые отложения [Damuth J. E., Fairbridge R. W., 1970]. Сказанное выше справедливо для всей тропической зоны Южной Америки.

Амазонка в сухие периоды выносила относительно меньшее количество глинистого материала, что благоприятствовало росту кораллов на внешнем крае Гвианского континентального шельфа. Влияние эвстатических колебаний может быть прослежено на протяжении третичного периода. В позднем эоцене — олигоцене и в позднем миоцене происходили крупные регрессии, которые могли быть обусловлены формированием ледников Антарктиды, а они в свою очередь связаны с глобальным ростом активности тектоники плит [Frerichs W. E., 1970].

Геоморфология

Исследование рельефа внутренних областей страны и отложений Прибрежной равнины показало, что кайнозойская седиментация связана с определенными эрозионными циклами [King L. C., 1964]. Это указывает на циклический характер эрозионного формирования ландшафта и одновременную седиментацию в результате повторяющихся поднятий внутренних зон и прогибаний прибрежного пояса. Л. Кинг выделил следующие поверхности выравнивания.

Раннетретичная поверхность (палеоцен — эоцен). Сохранилась только в тех местах, где латеритная или бокситовая кора выветривания предохранила ее от эрозии. В соответствующих отложениях Прибрежной равнины фиксируется позднеэоценово-олигоценовый, «бокситовый», перерыв. Образование раннетретичной поверхности выравнивания происходило главным образом путем педиментации в аридных (до полуаридных) условиях. Это привело к накоплению в прибрежном районе аркозовых песков. Бокситы формировались как на эрозионной поверхности, так и на песчаных отложениях; их теперь различают соответственно как бокситы плато и прибрежной равнины. Большая часть последних была захоронена под более молодыми осадками. Однако в районе Мунго, на северо-востоке Суринама, они образуют невысокие, но довольно заметные плато.

I позднетретичная поверхность (олигоцен — ранний миоцен). В отличие от Гайаны, где она выражена более отчетливо, это обычно пологохолмистая поверхность. Ее можно сопоставить с позднемиоценовым «бокситовым» перерывом (мессиний Средиземноморья).

II позднетретичная поверхность (плиоцен). На большей части Суринама она характеризуется плоским ландшафтом. Продукты эрозии образуют верхнюю часть формации Кусевийне в поясе саванн. На протяжении четвертичного периода возобновляется врезание долин во время плювиальных, межледниковых и послеледниковых фаз, прерывавшееся образованием педиментов во время сухих, ледниковых, фаз.

Остатки раннетретичной поверхности ныне обнаруживаются в виде плосковерхих холмов или гор высотой от 300 (северная часть гор Бакхис) до 700 м (горы Лели Восточного Суринама), бронированных латеритами или бокситами. Однако в некоторых районах страны горы значительно выше (например, горы Вильгельмина в западной части Суринама с высшей точкой пиком Хулиана, 1280 м).

Обычно они сложены гранитами или кислыми вулканитами, иногда песчаниками Рорайма, например гора Тафелберг.

В горах Вильгельмина поверхность выравнивания отмечается на высоте 100 м. Возможно, она представляет собой останец раннетретичной поверхности выравнивания. Ее значительная высота обусловлена, вероятно, общим подъемом центральной части страны. Горы Вильгельмина образованы крупными гранитными массивами, резко возвышающимися над педипленом II позднетретичной поверхности выравнивания [Verhoistad J., 1969]. Другие реликты раннетретичной поверхности выравнивания — это, возможно, часть гор Акарай на юго-западе Суринама и в прилегающей части Гайаны, горы Оранье и Тумак-Хумак на юго-востоке Суринама. Ту же высоту имеет несколько крупных останцов; это указывает на их значительный возраст.

Морфология гор Бакхис в Западном Суринаме отражает последовательную смену муссонного, полуаридного и гумидного тропического климата. Этот рельеф сохранился в результате латеритизации и бокситизации. Плато (раннетретичная поверхность выравнивания) часто ограничены пологонаклоненными педиментами, отделенными от расположенных ниже довольно крутыми уступами. Самые нижние педименты находятся несколько выше современного уровня рек; это означает, что они сформировались сравнительно недавно. Плато и педименты покрыты твердой (латеритной) корой выветривания; уступы с крутизной 20—25° сложены рыхлыми бокситами и латеритным коллювием, покрывающим бокситы, образовавшиеся in situ. В некоторых местах обнаружены бокситизированные аллювиальные конусы выноса, также свидетельствующие о минувших эпохах аридного климата.

Несколько небольших латеритных плато в разных местах страны могут принадлежать к I позднетретичной поверхности выравнивания, однако нельзя исключить возможность обнаружения более трех уровней выравнивания.

II позднетретичная поверхность выравнивания, занимающая бóльшую часть территории Суринама, в плейстоцене подверглась циклической эрозии. В сухие периоды образовались педименты и гравелитовые аллювиальные конусы выноса вдоль рек. На некоторых участках они покрыты суглинистым материалом террас, свидетельствующим о гумидных условиях. На поздних стадиях возникали плювиальные врезы [Boer M. W., 1972; Zonneveld J. I., 1969].

Вследствие обезлесения больших участков щита эрозия в сухие периоды была довольно интенсивной. При этом древний выветрелый покров был удален до такой степени, что многие реки и ручьи ныне следуют направлениям разломов и их зон, имеющих обычно северо-восточное и северо-западное направления. В плейстоцене на II позднетретичной поверхности выравнивания происходит значительная перестройка гидрографической сети. На плоских равнинах этот процесс продолжается и в настоящее время.

На реках, текущих в пределах щита, встречается множество порогов, называемых в Суринаме «сулас». Отчасти они образуются на участках выхода твердых пород, например долеритовых даек. В ряде случаев реки имеют прихотливо разветвленные русла, сформировавшиеся в периоды, переходные от аридного к гумидному климату, когда водотоки вынуждены были пролагать русла на эродированной поверхности выравнивания [Garner H. F., 1967].

Полезные ископаемые

Схема размещения полезных ископаемых на территории Суринама дана на рис. 5. Наиболее важный продукт горнодобывающей промышленности этой страны — бокситы *. До последнего времени разрабатывались только бокситовые месторождения Прибрежной равнины. Экспорт бокситов из месторождения Мунго начался в 1922 г., а из месторождения Онвердахт (к югу от Парамарибо) — в 1941 г. В 1971 г. было добыто 3697 тыс. т бокситов и получено глинозема и алюминия 1276 и 54 тыс. т соответственно. В пределах Прибрежной равнины предполагается наличие потенциальной бокситоносной зоны, там сейчас ведутся поисково-разведочные работы (рис. 6). К югу от Прибрежной равнины, на плато, обнаружены крупные залежи бокситов. Они подготовлены для разработки в ближайшем будущем.

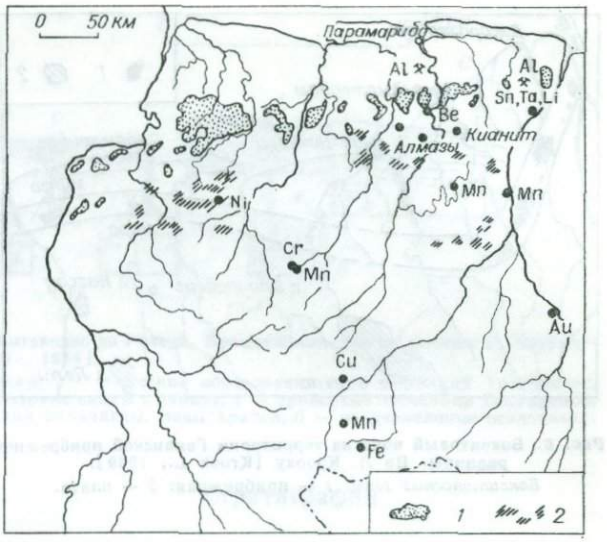


Рис. 5. Размещение основных видов полезных ископаемых на территории Суринама. По У. Босма и У. Остербану [Bosma W., Oosterbaan W. E., 1972].

1 — белые пески Кусевийне; *2* — основные залежи бокситов и латеритов.

Золото в Суринаме добывалось с 50-х годов XIX в. Добыча достигла максимума в 1907 г., когда было получено 1200 кг этого металла. С тех пор добыча золота непрерывно уменьшалась, и ныне она составляет только несколько десятков килограммов в год. Коренное золото обнаружено в Восточном Суринаме и связано с кварцевыми жилами в зоне контакта гранитов с метаморфическими породами. Бóльшая часть золота была добыта из аллювиальных россыпей. Иногда в ассоциации с золотом получали небольшое количество платины.

На северо-востоке страны местами встречаются рудоносные пегматиты. Одно из связанных с ними месторождений дало около 1700 т амблигонита (литиевая руда. — *Прим. пер.*), 20 т касситерита и танталита, другое — 9 т берилла. Оба месторождения были заброшены, но разведочные работы в этом районе продолжаются.

На многих плато внутренних областей страны имеются залежи железных руд, главным образом в форме латеритов. По имеющимся подсчетам, общие запасы их достигают нескольких миллиардов тонн (при среднем содержании железа 35%). В ряде районов встречены латеритные марганцевые руды. В ультраосновных породах в некоторых местах обнаружены признаки никеля и хрома. Вблизи гранитных интрузий установлено медное рудопроявление.

---

* Суринам по поставке бокситов на мировой рынок занимает (после Ямайки) второе место в капиталистическом мире. — *Прим. пер.*



Рис. 6. Бокситовый пояс на территории Гвианской прибрежной равнины. По Л. Крооку [Krook L., 1969].

Бокситоносные зоны: 1 — прибрежная; 2 — плато.

Для строительных целей существенную роль играют имеющиеся на территории страны бутовый камень, гравий, песок и глина. Белые кварцевые пески формации Кусевийне пригодны для стекольного производства. До сих пор не использовались каолиниты, подстилающие бокситовые залежи Прибрежной равнины.

К северо-востоку от дамбы Афобака находятся залежи кианитовых кварцитов с предполагаемыми запасами около 3 млн. т. В аллювиальных галечниках обнаружены небольшие россыпи алмазов. Возможно, они происходят из кимберлитов, связанных с долеритами Апату.

Большая часть пресных подземных под Прибрежной равнины добывается из буровых скважин. Водоносны горизонты кусевийнского возраста (см. рис. 2).

С 1965 г. на побережье и в прибрежной части акватории проводились поисково-разведочные работы на нефть. В пределах Прибрежной равнины на глубине 180—300 м были открыты непромышленные залежи нефти. В двух скважинах на континентальном шельфе встречены нефтепроявления. Еще нет данных о перспективах нефтегазоносности отложений Гвианского краевого плато, однако поступили сообщения об обнаружении на северном его склоне (в керне скв. 144) черных битуминозных глин позднемелового возраста. *Л. Кроок*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Boer, M. W. H. de, 1972. «Landforms and soils in eastern Surinam», Wageningen, Agricultural Res. Rept., 771, 169 p.

Bosma, W., Groeneveg, W., 1970. «Review of the stratigraphy of Surinam», Proc. 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, Guyana, August 1969.

Bosma, W., Oosterbaan, W. E., 1972. 30 Years Geological and Mining Service of Suriname 1973. Suriname: Geol. Mijnb. Dienst, 31 p.

Bosma, W., Ho Len Fat, A. G., Welter, C. C., 1972. «Minerals and mining in Suriname», paper presented at 9th. Guiana Geol. Conf., Puerta Ordaz, Venezuela, May, 1972.

Brinkman, R., Pons, L. J., 1968. «A pedogeomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas», Soil Surv. Pap., 4, 40 p.

Colette, B. J., Schouten, J. A., Rutten, K. W., Doornbos, D. J., Staverman, W. H., 1971. «Geophysical investigations on the shelf of Surinam, H. NL. M. S. Luymes, 1969», Hydrographic Newsletter, Spec. Publ. 6, 17—24.

Damuth, J. E., Fairbridge, R. W., 1970. «Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 189—206.

Eyk, J. J. van der, 1957. «Reconnaissance soil survey in northern Surinam», thesis, Agricultural Univ., Wageningen, 99 p.

Fox, P. J., Heezen, B. C., 1970. «Jurassic sandstone from the tropical Atlantic», Science, 170, 1402—1404.

Frerichs, W. E., 1970. «Paleobathymetry, paleotemperature, and tectonism», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 3445—3452.

Garner, H. F., 1967. «Rivers in the making», Sci. Am., 216, 84—94.

Gillmann, M., Jardine, S., Belsky, C. Y., Cassan, J. P., Durif, P., Grodidier, E., Prestat, B., 1972. «Etude stratigraphique et sédimentologique d'une coupe du Crétacé-Tertiaire au large du Suriname», 9th Inter-Guiana Geol. Conf., Puerta Ordaz, Venezuela, 20 p.

Hammen, T., van der, Wijmstra, T. A., 1964. «A palynological study of the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guiana», Leidse Geol. Mededel., 30, 183—241.

Hayes, D. E., Pimm, A. C., Benson, W. A., Berger, W. H., Rad, U. von, Supko, P. R., Beckman, J. R., Roth, P. H., Musich, L. F., 1971. «Deep sea drilling project, leg 14», Geotimes, Feb. 1971, 14—17.

King, L. C., 1964. «Cyclic denudation in Surinam», Intern. report, Geol. Mining Serv. Surinam.

Krook, L., 1970. «Climate and sedimentation in the Guianas during the last glacial and the Holocene», Proc. 9th Inter. Guiana Geol. Conf., Georgetown, Guyana, August 1969.

Krook, L., Mulders, M. A., 1971. «Geological and related pedological aspects of the Upper Coesewijne Formation», Geol. Mijnb. Dienst. Mededel., 21, 183—208.

McConnell, R. B., Williams, E., 1970. «Distribution and provisional correlation of the Precambrian formations of the Guiana Shield», Proc. 8th Inter-Guiana Geol. Conf., Georgetown, Guyana, August 1969.

May, P. R., 1971. «Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1285—1292.

Montagne, D. G., 1964. «New facts on the geology of the «young» unconsolidated sediments of northern Surinam», Geol. Mijnb., 43, 499—515.

Noorthoorn van de Kruijff, J. F., 1970. «Surinam onshore exploration 1968/1970. Summary, petroleum engineering and geology», Shell Suriname Exploratie- en Produktie Maatschappij N. V., internal report, Geol. Mijnbouwk. Dienst.

Nota, D. J. G., 1958. «Sediments of the western Guiana Shelf», Reports on the Orinoco Shelf Expedition, 11, Thesis, Utrecht, 98 p.

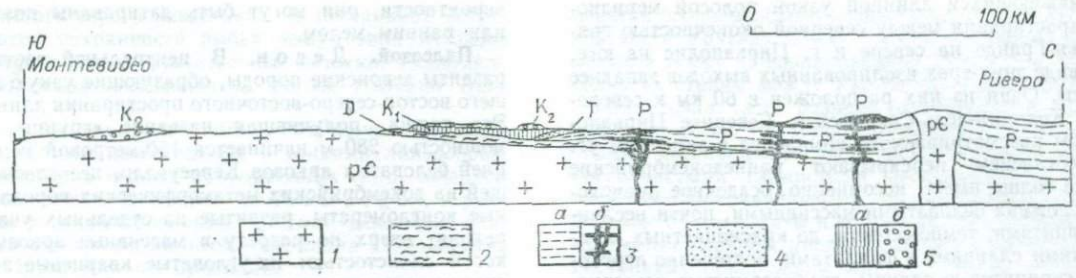
Nota, D. J. G., 1969. «Geomorphology and sediments of western Surinam Shelf; a preliminary note», Geol. Mijnb., 48, 185—188.

O'Herne, L., 1969a. «A photogeological study of the basal complex of Surinam», Geol. Mijnbouwk. Dienst, Mededel., 20, 53—149.

O'Herne, L., 1969b. «Presentation of the photogeological map of Surinam, 1 : 1 000 000», Proc. 7th Intern. Guiana Geol. Conf., Paramaribo, Nov. 1966 (Verh. K. N. G. M. G., 27, 49—52).

Priem, H. N. A., Hebeda, E. H., Boelrijk, N. A. I. M., Verschure, R. H., 1968. «Isotopic age determinations on Surinam rocks. 3. Proterozoic and Permo-Triassic Basalt magmatism in the Guiana Shield», Geol. Mijnb, 47, 17—20.

Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. T., Verschure, R. H., 1971. «Isotopic ages of the trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname, South America», Bull. Geol. Soc. Am., 82, 1667—1680.



Схематический меридиональный профиль через территорию Уругвая, от Монтевидео до Ривера. Преимущественно по данным Г. Харрингтона [Harrington H. J., 1956].

1 — докембрийский кристаллический фундамент; 2 — девонские отложения; 3 — пермские образования (а — формаций Трес-Ислас, Фрайле-Муэрто, Мангрулло, Пасо-Аграр, Ягвари, Буэна-Виста, б — базальтовые силлы и дайки); 4 — триасовые песчаники Такуарембо; 5 — меловые образования (а — раннемеловые базальты и связанные с ними вулканиты, лавы Арапей, б — позднемеловые осадочные).

Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. T, Verschure, R. H., 1973. «Age of the Precambrian Roraima Formation in northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 1677—1634.

Veen, A. W. L., 1970. «On geogenesis and pedogenesis in the Old Coastal Plain of Suriname», Publ. Fysisch Geogr. en Bodemk. Lab. Univer. Amsterdam, 14, 176 p.

Veldkamp, J., Mulder, F. G., Zijderveld, J. D. A., 1971. «Palaeomagnetism of Suriname dolerites», Phys. Earth Planet. Interiors, 4, 370—380.

Verhofstad, J., 1969. «Geological conclusion from aerial photograph analysis of the Wilhelmina Mountains», Geol. Mijnbouwk. Dienst, Meded., 20, 151—164.

Wijmstra, T. A., 1969. «Palynology of the Alliance well», Geol. Mijnb., 48, 125—133.

Wijmstra, T. A., 1971. «The palynology of the Guiana Coastal Basin», thesis, Amsterdam, 62 p.

Zonneveld, J. I. S., 1968a. «The evolution of the coastal area of Suriname (South America)», Means of Correlation of Quaternary Successions, Proc. 7th Congr. INQUA. Salt Lake City: Univ. Utah Press, 577—589.

Zonneveld, J. I. S., 1968b. «Some aerial photographs from the Suriname jungle», Geografisch Tijdschrift, N. R. 2 (5), 528—535.

Zonneveld, J. I. S., 1969. «Preliminary remarks on summit levels and the evolution of the relief in Surinam (S. America)», Proc. 7th Inter-Guiana Geol. Conf., Paramaribo, Nov. 1966. (Verh. K. N. G. M. G., 27, 53—60).

УРУГВАЙ

Уругвай — государство на юго-востоке Южной Америки; площадь 177,5 тыс. км². Страна расположена в пониженной части Бразильского плоскогорья и характеризуется на большей части территории равнинно-грядовым рельефом. Наиболее высокая гряда — Сьерра-да-лас-Анимас (340 м). Ландшафт однообразный, растительный покров представлен травянистой саванной. В прибрежной зоне возвышенные, скалистые мысы чередуются с узкими «карманными» пляжами.

Основные особенности геологического строения Уругвая изучены достаточно полно (рисунок). Геологическая карта масштаба 1 : 5 000 000 [1957] довольно хорошо отражает в обобщенном виде геологию страны.

Стратиграфия

Докембрий. Древнейшие породы Уругвая обнажаются на юге, особенно вдоль побережья зал. Ла-Плата между Пунта-дель-Эсте и Колония-дель-Сакраменто и к югу от долины р. Рио-Негро. Узкой полосой они выходят также и на северо-востоке, между Такуарембо и Асегуа.

Общая схема стратиграфии уругвайского докембрия еще не разработана. Древние кристаллические породы в основном подразделяются на нижнедокембрийские амфиболиты, гнейсы и мигматиты; среднедокембрийские доломиты, филлиты, аспидные сланцы и мигматиты (серия Лавальеха, ранее называвшаяся серией Минас) и верхнедокембрийские филлиты, кварциты и связанные с ними мигматиты (серия Пьеррас-де-Афилар). Имеется весьма незначительное количество изотопных определений абсолютного возраста пород.

Нижний докембрий. Обнажается вдоль побережья зал. Ла-Плата, между Пирьаполисом и Колония-дель-Сакраменто, особенно в береговых уступах и вокруг них. Преобладают гранитоидные, очковые и рассланцованные гнейсы, но довольно часто встречаются и слюдистые сланцы. Многочисленны пегматитовые и аплитовые дайки.

Гряды Монтевидео сложены амфиболитовыми сланцами, падающими почти вертикально. Согласно К. Уолтеру [Walther K., 1948], они образовались в результате метаморфизма диоритовых габбро. Эти породы встречены также в возвышенностях Хуан-Лакаса, Пунта-Артильеро и близ Колония-дель-Сакраменто. К западу от Монтевидео, у Плайя-Колорадо, Пунта-Эспиниль и Пунта-Мартин-Чико обнажаются розовые мигматиты.

Дж. Макмиллан [Macmillan J. G., 1933] выделил две генерации раннедокембрийских гнейсов: древнюю, с северо-восточным направлением рассланцованности и юго-восточным падением, и молодую, с субвертикальной рассланцованностью (от широтного до восток-северо-восточного направления).

Метаморфические породы интенсивно смяты в складки и сдавлены в основном в северо-восточном направлении, параллельно Атлантическому побережью, с частыми локальными отклонениями, ориентированными грубо параллельно берегу залива.

Изверженные породы представлены в основном гранитами (главным образом биотитовыми), возраст которых 2—1,7 млрд. лет. [Umpierre M., Halpern M., 1971], что отвечает трансамазонскому орогеническому циклу [Hurley P. M. e. a., 1967].

Средний докембрий. Серия Лавальеха (бывшая серия Минас) сложена комплексом метаморфических

пород, обнажающихся длинной узкой полосой меридионального простирания между северной оконечностью гряды Кучилья-Гранде на севере и г. Пирьаполис на юге, а также в виде двух-трех изолированных выходов западнее этой полосы. Один из них расположен в 60 км к северо-западу от Колония-дель-Сакраменто. Севернее Пирьаполиса породы рассматриваемого комплекса с заметным угловым несогласием перекрывают раннедокембрийские гнейсы. Эта толща имеет, несомненно, осадочное происхождение и сложена беловатыми массивными, почти неслоистыми кварцитами, темно-серыми, до красноцветных, кристаллическими сланцами и филлитами, постепенно переходящими в серицитовые сланцы, грубозернистые известняки, местами доломитистые (встречающиеся в виде линз шириной до 500 м и длиной несколько километров), и конгломераты с обильными округлыми включениями кристаллических пород и мигматитов. Последние обнажаются у Пунта-дель-Эсте, слагая мыс на Атлантическом побережье Уругвая; здесь выветрелые мигматиты рассечены многочисленными дайками кислого состава, характеризующимися отчетливо выраженной линейностью.

В метаосадочных породах имеются прослои, образованные мощными лавовыми потоками (риолитами, трахитами) и вулканическими брекчиями вместе с тальковыми и слюдяными сланцами Ла-Педрера и Ла-Палома. Изредка встречаются амигдалоидные основные породы.

Этот сложно складчатый комплекс имеет, по-видимому, мощность несколько тысяч метров. Преобладающие простирания колеблются между северными и северо-восточными, при крутых падениях пород на запад. Изучение трещиноватости в породах позволило установить наложение трещин северо-восточного простирания на северо-западную систему разрывов [Delaney P. J., 1967].

Верхний докембрий. Серия Лавальеха прорвана многочисленными «апотектоническими» массивами гранитов (биотитовых, горнблендитовых) и гранодиоритов (батолит Сауке) с сопровождающими их пегматитовыми и аплитовыми жилами. Для 10 образцов этих пород проанализирован абсолютный возраст, давший колебания в интервале от 500 до 600 млн. лет [Umpierre M., Halpern M., 1971], что соответствует панамериканскому орогеническому циклу (см. статью Южная Америка).

На северо-востоке Атлантической прибрежной равнины встречены более молодые докембрийские породы — мигматиты Санта-Тереса.

К широкой полосе общего северо-восточного простирания, между городами Ласкано на севере и Минас на юге, приурочен более молодой комплекс, слагающий серию Ласкано, частично соответствующую бывшей серии Аигуа [Caorsi J. S., Goñi J. C., 1958]. Эти породы с резким угловым несогласием перекрывают серию Лавальеха. В составе серии Ласкано преобладают андезиты и риолитовые порфиры с редкими вулканическими брекчиями. Местами наблюдаются измененные амигдалоидные породы.

В южной части департамента Канелонес развита эпиметаморфическая серия Пьедрас-де-Афилар, которая с большим угловым несогласием перекрывает более древние докембрийские биотитовые гнейсы, гранулиты и граниты. Преобладают окремненные песчаники; встречаются также аркозы, известняки и слюдистые сланцы. Последние два комплекса также, вероятно, позднедокембрийского возраста, хотя некоторые исследователи считают их раннепалеозойскими.

В районе Пирьаполиса обнаружены щелочные вулканиты и гипабиссальные породы (арфведсонитовые граниты, нордмаркиты и порфировидные сиениты), имеющие общее север-северо-западное простирание. Возраст их не известен, но поскольку они ориентированы параллельно ла-платским структурам и нарушены сбросами северо-восточного простирания [Delaney P. J., 1967], то, по всей вероятности, они могут быть датированы поздней юрой или ранним мелом.

Палеозой. Девон. В центральной части Уругвая развиты девонские породы, образующие узкую полосу общего восток-северо-восточного простирания длиной 150 км. Эта толща, получившая название «группы Дурасно», мощностью 280 м начинается 150-метровой немой формацией беловатых аркозов Кересуэлло, несогласно залегающей на докембрийских метаморфических породах. Базальные конгломераты, развитые на отдельных участках, переходят вверх по разрезу в массивные аркозы, иногда с косой слоистостью: их угловатые кварцевые зерна слабо сцементированы каолинитизированной, в основном полевошпатовой массой. Выше залегает 95-метровая формация Кордовес, представленная слюдистыми глинистыми сланцами от серого до пурпурного цвета, местами слегка алевритистыми или песчанистыми, с тонкими гематитовыми прослойками. В породах этой формации обнаружено 70 видов «южной» раннедевонской фауны (Мальвинокафрская провинция). Вот наиболее характерные виды среди определенных Мендес Алсолой [Mendez Alzola R., 1938]: *Digonus noticus* Clarke, *Australocoelia tourteloti* Boucout et Gill, *Lingula lepta* Clarke, *Derbyinia alta* Mendez Alzola, *Calmonia signifer* Clarke.

Разрез завершает 35-метровая толща красновато-фиолетовых слоистых, глинистых, слюдистых песчаников с тонкими прослоями известковистых песчаников, в которых были найдены две морские звезды плохой сохранности (формация Ла-Палома).

Нижнедевонский разрез Уругвая сходен с аналогичным разрезом Южной Бразилии. Свита Кересуэлло эквивалентна формации Фурнас в Сан-Паулу, а формация Кордовес слоям Понта-Гросса.

Карбон. Формация Сан-Грегорио обнажается на западе Центрального Уругвая, прослеживаясь до бразильской границы. Мощность ее 250 м. Она сложена ледниковыми фациями и несогласно залегает на девонских отложениях или на докембрийском фундаменте. Породы представлены массивными плохо слоистыми тиллитами, неправильно перемежающимися с песчаными тиллитами, отчетливо слоистыми конгломератами, грубозернистыми твердыми массивными песчаниками, слоистыми глинистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Преобладающий цвет пород — красный, пурпурный, коричневый и серый. В некоторых местностях под базальными тиллитами наблюдаются поверхности типа «бараньих лбов», образованные в гранитах. Ледниковая штриховка характеризуется преобладающим широтным направлением. Имеются морские прослои, представленные синеватыми, до желтоватых, пластичными глинами с конкрециями фосфоритов, содержащими анаптихии гониатид *Eoasianites* (*Glaphyrites*) *rionegrensis* Closs и ортоконы цефалопод *Dolorthoceras chubutense* Closs [Closs D., 1967], а также рыбы, артроподы, древесину и споры, указывающие на позднекаменноугольный возраст. Полагают, что ледниковые отложения эквивалентны группе Итатаре Бразилии.

Пермь. Формация Сан-Грегорио согласно перекрывается формацией Трес-Ислас, сложенной 100-метровой толщей серых, желтоватых и коричневатых рыхлых песчаников, перемежающихся с полосчатыми глинами, местами содержащими пласты нечистых углей, а также конгломераты. В песчаниках обнаружены немногочисленные остатки растений плохой сохранности. Эта формация считается нижнепермской и сопоставляется с формацией Риу-Бониту Южной Бразилии.

Выше залегают песчанистые глины и песчаники формации Фрайле-Муэрто. Главная зона выходов образует широкую U-образную полосу между реками Ягуарон на востоке и Такуарембо на западе. Разрез мощностью около 200 м сложен серыми, до голубовато-серых, слоистыми и полосчатыми песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками. Довольно часто встречаются тонкие прослои и

линзы нечистого серого известняка. В песчаниках встречается плохой сохранности рыбья чешуя типа *Acrolepis* и *Elomichthys* и редкие растительные остатки. Полагают, что эта формация эквивалентна слоям Палермо Бразилии.

Формация Мангрульо мощностью 70 м сложена черными глинами и серыми известняками с тонкими линзообразными включениями черных битуминозных глин, содержащих остатки *Mesosaurus brazilienses* McGregor и рыбную чешую, а также прослойки гематита; некоторые пласты местами обогащены пиритом. Формация эквивалентна формации Ирати Южной Бразилии.

Пачка сероватых тонкослоистых песчанистых глин и песчаников 50-метровой мощности, иногда с линзообразными прослоями известняков, обнажающаяся в верховьях р. Рио-Негро, слагает так называемую формацию Пасо-Агиар. В ней находят многочисленные остатки окремнелой древесины, отнесенные к *Dadoxylon* sp. Формации Фрайле-Муэрто, Мангрульо и Пасо-Агиар считают среднепермскими.

Формация Ягвари сложена пурпурными, красноватыми и серыми глинистыми сланцами, перемежающимися с кирпично-красными алевролитами, серыми и светло-зелеными песчаниками, которые с небольшим региональным несогласием залегают на средней перми. Глинистые сланцы и песчаники содержат округлые конкреции нечистых известняков белого, серого и розового цвета, содержащих *Ferrazia cardinalis* Reed и *Pyramus* (?) sp. В нескольких обнажениях найдены ископаемые остатки «*Lucina*» *oegra* Cox, *Terraia altissima* Holdhaus, *Pyramus* (?) *falconeri* Cox, указывающие на позднепермский возраст и морские (до солоновато-водных) условия [Runnegar B., Newell N. D., 1971].

Формация Буэна-Виста представлена рыхлыми массивными, грубо- и косослоистыми красными песчаниками, обнажающимися между Мело и Кучилья-Гранде. Некоторые исследователи полагают, что отложения Ягвари и Буэна-Виста представляют собой фациальные аналоги одной и той же формации. Стратиграфически они эквивалентны формации Эстрада-Нова Южной Бразилии. После накопления толщи Буэна-Виста пермские отложения были прорваны базальтовыми дайками и силлами.

Мезозой. Триас. Отложения триаса представлены песчаниками Такуарембо, обнажающимися на севере Центрального Уругвая, между Ривера на севере и Рио-Негро на юге. Эта толща мощностью около 400 м покоится с небольшим несогласием на подстилающих породах и сложена рыхлыми, тонкослоистыми, часто косослоистыми песчаниками, переслаивающимися с твердыми и более однородными породами. В нижней части разреза преобладают рыхлые отложения, в верхней — массивные породы, хотя в общем и те и другие встречаются по всему разрезу. Цвета пород разнообразны: чаще всего наблюдаются коричневые и красноватые, но встречаются белые, серые, желтые и розовые.

К западу от Такуарембо в песчаниках найдены неопределимые гастроподы, а также остатки рыб, определенные К. Уолтером [Walther K., 1933] как *Lepidotus* (?) sp. Песчаники Такуарембо преимущественно эоловые, но содержат иногда прослои речных и озерных отложений. Они эквивалентны песчаникам Ботукату Бразилии.

Мел. Северо-западная часть Уругвая, к северу от реки Йи, покрыта лавами Арапей, эквивалентными бразильским вулканитам Серра-Жерал. Это — главным образом толеитовые базальты мощностью свыше 1000 м, а также прослои эоловых песков, залегающие на песчаниках Такуарембо. Изотопные определения возраста показали, что бóльшая часть излияний произошла в раннем мелу [Umpierre M., Halpern M., 1971]; некоторые потоки, подобно лавам Бразилии, образовались в юре.

На лавах Арапей и более древних породах несогласно залегает толща континентальных песчаников и конгломератов позднемелового возраста, обнажающаяся в западной части Уругвая между Сальто и Колония-дель-Сакраменто, а также на изолированных участках в центральных областях страны между Рио-Негро и Монтевидео.

Базальная часть разреза, называемая формацией Гичон, мощностью 100 м сложена красноватыми тонкозернистыми, массивными, слабо сцементированными, местами косослоистыми глинистыми песчаниками с округлыми, шероховатыми кварцевыми зернами. Они содержат небольшие белые оолиты и тонкие линзы красно-коричневых глинистых сланцев, иногда нечистых известняков. В этих песчаниках обнаружены многочисленные остатки крокодилов, определенные как *Uruguaysuchus aznarezi* Rusconi и *Ur. terrai* Rusconi.

Песчаники Гичон переходят вверх по разрезу в 70-метровую толщу сильно окремненных, беловатых (до розоватых), местами красноцветных конгломератов и конгломератовидных песчаников формации Мерседес. Цемент большей частью известковистый, иногда глинистый. В верхней части встречаются тонкие прослои нечистых известняков, иногда марганцевые конкреции. Немые отложения формации Мерседес распространены на более обширной площади по сравнению с песчаниками Гичон.

Формация Асенсио (бывшие «Пески с динозаврами») представляет собой 40-метровую толщу бледно-розовых (до белых) тонкозернистых неяснослоистых рыхлых песчаников с хорошо окатанными кварцевыми зернами. Цемент породы глинистый или известковистый. Верхняя часть формации (пачка Паласио) окрашена в темно-красный цвет благодаря сильному ожелезнению. В этих отложениях найдены ископаемые остатки динозавров, определенные Ф. Хюне [Huene F., 1929] как *Titanosaurus australis* Lydekker, *Laplatasaurus araukanicus* von Huene, *Antarctosaurus wichmannianus* von Huene и *Argyrosaurus superbus* Lydekker, что свидетельствует о позднемеловом — сенонском возрасте формации.

В целом отложения залегают без видимых несогласий, несмотря на то что в их верхней части обнаружены следы трансгрессии. Породы имеют явно континентальный характер, хотя песчаники Гичон преимущественно эоловые, а Мерседес и Асенсио, по-видимому, дельтового происхождения.

Кайнозой. Кайнозойские толщи Уругвая представлены континентальными песчаниками, глинами и известняками, а также морскими ракушняками и террасовыми песками. Изучение стратиграфии третичных отложений сильно осложняется разобщенностью обнажений, затрудняющей их латеральную корреляцию, а также отсутствием руководящих окаменелостей.

Третичные отложения. На обоих берегах р. Кегуай-Гранде и западнее Дурасно имеется несколько небольших участков развития известняков Кегуай, несогласно залегающих на верхнемеловых отложениях. Эта 40-метровая озерная толща сложена белыми, до беловатых, массивными, сильно окремненными известняками с небольшой примесью обломочного кварца. В отложениях обнаружены редкие остатки гастропод, определенных как *Planorbis waltheri* von Ihering и *Bulimus* (?) sp. На основании находок только этих форм невозможно точно датировать возраст пород; по всей вероятности, они относятся к олигоцену.

К востоку от р. Уругвай, между Сальто и Фрай-Бентос, на нескольких участках обнажаются континентальные алевритистые пески. Сходные породы отмечаются также в останцах вблизи Монтевидео (к северо-западу от последнего). Эти отложения, объединяемые в формацию Фрай-Бентос, мощностью около 80 м залегают на эрозионной поверхности, срезающей меловые и докембрийские породы, и представлены рыхлыми неслоистыми красноватыми алевритистыми песками, в меньшей степени монтмориллонитовыми глинами, содержащими тонкие прослои вулканического пепла. В них обнаружены гастроподы *Borus*

globosus, *Strophocheilus lutescens* King и *Odontostamus dentatus*, а также остатки млекопитающих, например *Propachyrucos* (?) *schiaffinoi* Kragl., *Palmiramys waltheri* Kragl. Аналогичные отложения вскрыты в северо-восточной части Уругвая скв. Чуй на глубине 150 м [Butler L. W., 1970]. Возраст алевритистых песков Фрай-Бентос пока не ясен; Р. Ламбер полагает, что они миоценовые.

Литоральные фации формации Фрай-Бентос начинаются зелеными глинами, за которыми следуют белые, очень слабо сцементированные песчаники. Пласт зеленых глин мощностью 1 м содержит остатки глиптодонтид *Stromaphoropsis scavonoi* Kragl. и грызунов *Cardiomys* sp.; в песчаниках встречены *Lingula bravardi* Doello. Некоторые исследователи рассматривают эти слои как базальные отложения формации Камачо.

Плиоцен представлен морскими песчаниками формации Камачо, ранее называвшейся формацией Энтре-Риос. Они обнажаются вдоль берега р. Уругвай, к югу от Сориано. Пачка 20-метровой мощности сложена чаще всего беловатыми грубозернистыми неправильно слоистыми слабо сцементированными известковистыми песчаниками с включениями редких галек и очень хорошо окатанных кварцевых зерен. Эти породы настолько насыщены остатками фауны, что местами представляют собой почти ракушняк. Среди окаменелостей обнаружены *Megalonychops fontanoi* Kragl., *Ostrea patagonica* d'Orb., *Ostr. puelchana* Borchert, *Venus munsteri* d'Orb., *Cardium robustrum* Phil., *Myochlamys paranensis* d'Orb., *Monophora darwini* Desh. и многие другие.

Песчаники Сальто, обнажающиеся в долине р. Уругвай, к северу от Фрай-Бентос, являются континентальным аналогом морских плиоценовых песчаников Камачо. Они представлены темно-красными и желтовато-бурыми рыхлыми тонкозернистыми песчанистыми алевритами, очень слабо сцементированными глинами с окислами железа и содержащими маломощные линзообразные прослои зеленых глин и конгломератов. Их считают отложениями смешанного аллювиально-эолового происхождения.

Четвертичные отложения. Они покрывают территорию Уругвая плащом мощностью несколько метров. Это — неяснослоистые субаэральные или озерно-аллювиальные осадки. Среди них выделяются три основные литологические разновидности: а) эоловые и субаквальные пески; б) ракушняки и в) торфяные пески и болотные отложения.

Формация Азарати мощностью 20 м сложена слабо сцементированным желтым, до красноватого и коричневатого, обломочным материалом, литологически меняющимся от конгломератов и алевритовых глин до глинистых и пепловых пластов с преобладанием песка над алевритами и глинами. Породы имеют частично эоловое происхождение, но не представляют собой лёсс в классическом смысле этого понятия. В некоторых пластах часто встречаются известковистые конкреции, подобные «лёссовым куколкам»*. В этих породах содержится обильная фауна, в частности, остатки окаменелостей *Toxodon*, *Typotherium*, *Macrauchenia*, *Glyptodon*, *Panochtus*, *Smilodon*, *Equus* и т. д. Кроме того, часто встречаются субаэральные и пресноводные моллюски *Bulimus*, *Borus*, *Planorbis* и многие другие. При образовании этих отложений большую роль играл коллювий.

В северо-восточной прибрежной части Уругвая, от бразильской границы до Санта-Тересы, обнажается формация Чуй, сложенная сортированными, преимущественно кварцевыми песками с округлыми, хорошо окатанными зернами кварца, несущими на себе пятна ожелезнения.

Формация Вискайно (бывшее название Куэранди) — морская толща, сформировавшаяся в ходе голоценовой трансгрессии. Имеется множество спорадических обнажений вдоль Атлантического побережья и по берегам рек Ла-Платы и Уругвай. Мощность формации всего несколько метров; она сложена серыми глинами и частично окаменевшими раковинами с преобладанием *Erodona mactroides* Daudin и *Mactra* (*Mactrotoma*) *isabellina* d'Orb. Согласно трем радиоуглеродным анализам абсолютный возраст пород 4460—5970 лет [Delaney P. J., 1967].

Близ Беллако обнажаются серые (до желтых) пласты глин с гипсовыми конкрециями; иногда встречаются пласты, сложенные хорошо сортированными, преимущественно кварцевыми песками. В районе Лагуна-Негра имеются крупные залежи торфа мощностью до 2,5 м.

Структура

Восточная и южная части Уругвая, находящиеся на продолжении Восточно-Бразильского щита, сложены преимущественно докембрийскими породами, почти непрерывно обнажающимися вдоль побережья Атлантического океана и зал. Ла-Плата. Северная и западная части страны приурочены к южному борту впадины Парана, включающей в себя ряд районов Южной Бразилии, Северо-Восточной Аргентины и Восточного Парагвая. Эта впадина выполнена палеозойскими и мезозойскими отложениями, перекрытыми покровами меловых базальтов. Северный Уругвай частично захватывает впадину Пелотас. Каждая из упомянутых выше структур образует особую геологическую провинцию. Впадина Пелотас и Парана разделены узкой грядой докембрийских пород, представляющей собой перемычку между Центральнобразильским щитом и Уругвайским кратоном. В пределах равнин Уругвая развит чехол плейстоценовых отложений.

С докембрия на территории Уругвая не происходило существенной складчатости; отмечались только дизъюнктивные дислокации. Разломы или зоны разломов развивались унаследованно. Разрывные нарушения прослежены по двум основным направлениям: северо-восточному и северо-западному, при этом первая система нарушений, повидимому, моложе второй.

Раннедокембрийские породы, интенсивно складчатые и метаморфизованные, характеризуются сланцеватостью северо-восточного направления; среднедокембрийские — меридионального (до север-северо-восточного). Позднедокембрийские породы значительно меньше метаморфизованы или нарушены разрывами, на некоторых участках они залегают почти горизонтально, лишь иногда осложняясь пологими складками северо-западного простирания.

Нижнедевонские отложения полого падают к северо-востоку, но распространение их на глубину весьма ограниченно.

Верхнепалеозойские и мезозойские толщи, отделенные от нижележащих пород небольшим региональным несогласием, характеризуются очень простой структурой и лишь местами нарушены небольшими разрывами. Верхнепалеозойские слои залегают почти горизонтально либо смяты в очень пологие складки, за исключением приразломных зон. Вблизи Асегва, на границе с Бразилией, отложения верхнего палеозоя нарушены несколькими крупными сбросами и на поверхность выведены небольшие участки докембрийских образований.

В пермском разрезе в подошве формации Ягвари отмечается небольшое региональное несогласие. Эрозионная поверхность в направлении с востока на запад срезает отложения формаций Пасо-Агиар, Маигрульо, Фрайле-Муэрто и Трес-Ислас. Формация Ягвари осложнена разломами, особенно к югу от Такуарембо. Складчатость и разрывы в верхнепалеозойских отложениях, однако, произошли после отложения формаций Ягвари и Буэна-Виста и до

* Желваки или конкреции карбоната кальция в лёссе, напоминающие по форме картофелину или голову ребенка («киндхен»). — *Прим. пер.*

накопления песчаников Такуарембо, отделенных от нижележащих толщ небольшим угловым несогласием. Песчаники Такуарембо залегают почти горизонтально либо полого падают на запад и запад-северо-запад.

Небольшое региональное несогласие фиксируется также и внутри меловой толщи. Оно локализовано в основании формации Гичон, залегающей на отчетливо выраженной эрозионной поверхности, срезающей на севере лавы Арапей, а на юге докембрийские образования. Несогласия отмечены также в подошве известняков Кагуэй и четвертичных отложений.

Можно сказать, что основной структурой Уругвая является кристаллический фундамент. Это — приподнятый, гетерогенный, но жесткий массив, перекрытый почти горизонтально залегающими верхнепалеозойскими толщами. Западная часть кратона подверглась воздействию трансамазонского орогенического цикла, протекавшего в Уругвае 2—1,7 млрд. лет назад, в то время как его восточная часть испытала влияние панамериканского орогенеза 600—500 млн. лет назад. Кратон стабилизировался в промежутке от кембрия до раннего силура. Хотя он и производит впечатление сводовой структуры, границы его, за исключением северной, образованы разломами.

Грабен Санта-Лючия (бывшее название Канелонес) глубиной 1995 м по данным скв. Кастельянос располагается к северу от Монтевидео и имеет восток-северо-восточное простирание. Фактически он состоит из двух структурных депрессий: Санта-Баутиста на севере и Эль-Сауке на юге, разделенных горстом, выходящим на поверхность у Пасо-де-лос-Франкос. Эти впадины выполнены лавами Арапей, выше которых залегают нижнемеловые глины и верхнемеловые континентальные красноцветы. Общая амплитуда подвижек вдоль ограничивающих впадины разломов превышает 2000 м. Полагают, что образование этих разломов в древнедокембрийских породах и формирование грабена Санта-Лючия происходило начиная с раннего мела.

Вдоль западной границы кратона расположена впадина Парана — внутрикратонная эпиконтинентальная структура. Она была выполнена палеозойскими и мезозойскими осадочными породами, бронированными раннемеловыми платобазальтами, лавами Арапей. Весь этот разрез покоится на поверхности докембрийского кратона. Начало седиментации характеризовалось морской трансгрессией в раннем девоне. Затем начиная с позднего карбона и до раннего мела во впадине накапливались породы гондванского типа. Несмотря на то, что основной объем осадков аккумулировался в течение позднего палеозоя — раннего мела, во впадине отложились также третичные и четвертичные континентальные толщи.

Формирование гондванского разреза, особенно в период с раннего триаса до поздней юры, сопровождалось широким, пологим короблением отложений впадины Парана. Район характеризовался трещинными излияниями и континентальной седиментацией. В позднем мелу отмечаются эпейрогенические движения. Образование впадины Парана произошло в течение среднего силура — среднего девона.

Впадина Пелотас — прибрежная, ограниченная сбросами блоковая структура на северо-восточном борту Уругвайского кратона, частично выполнена осадками позднетретичного (морские) и четвертичного возраста. Полагают, что она образовалась в течение мелового и третичного периодов, унаследовала ранее существовавшие структуры докембрийского фундамента и пересекла при этом еще более древние структуры. По данным сейсморазведки МОВ в прибрежной части Атлантического океана фундамент расположен на небольшой глубине: от 250 до 400 м [Butler L. W., 1970; Leyden R. e. a., 1971]. Поверхность фундамента погружается в глубь океана.

Х. К. М. Тэрнер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bossi, J., 1966. Geologia del Uruguay, vol. 2. Montevideo: Univ. de la Rep., Dept. Publ., Col. Ciencias.

Butler, L. W., 1970. «Shallow structure of the continental margin, southern Brazil and Uruguay», Bull. Geol. Soc. Am., 86 (4), 1070—1096.

Caorsi, J. S., Goni, J. C., 1958. «Geología Uruguaya», Inst. Geol. Uruguay, 37.

Closs, D., 1967. «Upper Carboniferous anaptychi from Uruguay», Assoc. Pal. Arg., Ameghiniana (Buenos Aires), 5 (4), 145—148.

Darwin, C., 1846. Geological observations on the volcanic islands and parts of South America. London, 647 p.

Delaney, P. J. V., 1967. Geomorphology and Quaternary Coastal Geology of Uruguay (Coastal Stud. Ser.). Baton Rouge: Louisiana State Univ. Press.

Falconer, D. J., 1937. «La Formacion de Gondwana en el Nordeste del Uruguay, con referencia especial a los tenenos eogondwanicos», Inst. Geol. del Uruguay, 23b, 121 p.

Harrington, H. J., 1956. «Uruguay», in: W. F. Jenks, ed., Handbook of South American Geology (Mem. 65). New York: Geol. Soc. Am., 115—128.

Huene, F. von, 1929. «Terrestrische Oberkreide in Uruguay», Centralblatt f. Min., etc., Abt. B, No. 4, 107—112.

Hurley, P. M., et al., 1967. «Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages», Science, 157, 3788, 495—500.

Lambert, R., 1941. «Estado actual de conocimientos sobre la geologia de la Republica Oriental del Uruguay», Inst. Geol. Uruguay, 29 (1940), 89 p.

Leyden, R., Ludwig, W. J., Ewing, M., 1971. «Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 55 (12), 2161—2173.

Macmillan, J. G., 1933. «Terrenos precámbricos del Uruguay», Inst. Geol. Uruguay, Bol. 18.

Mendez Alzola, R., 1938. «Fósiles devónicos del Uruguay», Inst. Geol. Uruguay, Bol. 24.

Orbigny, A. D. d', 1842. Voyage dans l'Amérique Méridionale, vol. III, part 3, Paris.

Runnegar, B., Newell, N. D., 1971. «Caspian-like relict molluscan fauna in the South American Permian», Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 146 (1).

Sellow, F., 1827. «Ueber das südlich Ende des gebirgszunges von Brasilien in der Provinz Sao Pedro do Sul und der Banda Oriental oder dem Staat Vom Montivideo», Berlin Akad. Wissens. Phys. Klasse, 217—293.

Umpierre, M., Halpern M., 1971. «Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República del Uruguay», Asoc. Geol. Arg. (Buenos Aires), 26 (2), 133—151.

Walther, K., 1933. «Restos de up pez ganoide de gran tamaño proveniente del Neogondwana uruguayo», Inst. Geol. Uruguay, Bol. 19.

Walther, K., 1948. «El basamento cristalino de Montevideo», Inst. Geol. Uruguay, Bol. 23.

ЧИЛИ

Чили — государство на юго-западе Южной Америки, протягивается в меридиональном направлении от 18 до 56° ю. ш., образуя длинную (более 4225 км) и узкую полосу вдоль западного побережья Тихого океана. На севере граничит с Перу, на востоке — с Аргентиной и Боливией. Площадь 741,8 тыс. км². В состав территории входят прибрежные острова Чилийского архипелага (Чилоэ, Уэллингтон, Санта-Инес и др.), западная часть о. Огненная Земля, а также острова в Тихом океане (Сан-Амбросио, Сан-Феликс, Хуан-Фернандес, Сала-и-Гомес и Пасхи).

За исключением небольших участков на юге страны, в ландшафте Чили доминируют горы, недра которых бо-

гаты разнообразными полезными ископаемыми. Поэтому геологические исследования на территории Чили с самого начала были связаны с освоением минеральных богатств страны. Первая сводка по геологии Чили была выполнена Й. Брюггеном [Brüggen J., 1934]. В качестве приложения ко второму изданию этой работы в 1950 г. была помещена первая геологическая карта Чили. В 1960 г. Институтом геологических исследований Чили опубликована значительно дополненная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000.

Геоморфологическое районирование

На территории Чили (с запада на восток) можно выделить три меридиональные морфоструктурные зоны: Береговую Кордильеру, межгорную впадину (так называемую Продольную долину) и Главную Кордильеру Анд. На ряде участков Продольная долина прерывается горами, соединяющими Береговую и Главную Кордильеры. Территорию Чили на всем протяжении пересекают различные климатические пояса: северные районы страны характеризуются очень сухим, пустынным климатом, а южные—влажным океаническим. В связи с таким разнообразием природных условий территория Чили подразделяется на пять основных зон.

Норте-Гранде («Большой Север» или «Дальний Север»). Эта пустынная область (рис. 1) простирается от перуанской границы (18° ю. ш.) до долины р. Копьяно (у 27° ю. ш.). Горы здесь большей частью погребены под мощными обломочными образованиями. Многочисленные впадины заполнены галитом, гипсом и частично селитрой. В пределах зоны четко прослеживаются упомянутые выше три структурных подразделения (рис. 2, *а*). Береговая Кордильера достигает высоты 1500 м. Продольная долина представлена равнинами Пампа-дель-Тамаругаль на севере и рядом депрессий на юге. Главная Кордильера постепенно повышается: если высота плато Пуна-де-Атакама до 4000 м, то вершины вулканов возвышаются более чем на 6000 м (снеговая линия расположена на отметках 5800—6000 м).

Норте-Чико («Ближний Север»). Полупустыня Норте-Чико (рис. 1) простирается от долины р. Копьяпо (около 27° ю. ш.) до долины р. Аконкагуа (33° ю. ш.). Обломочный материал, соляные впадины отсутствуют. В пределах рассматриваемого участка Береговая и Главная Кордильеры сливаются, образуя расчлененную горную страну (рис. 2, *б*). Здесь расположены высочайшие хребты Кордильер, такие как гора Аконкагуа (6980 м), находящаяся на территории Аргентины. Снеговая линия проходит на высоте 5000 м. Вулканы отсутствуют.

Центральная зона. Она прослеживается от долины р. Аконкагуа до долины р. Био-Био (37—38° ю. ш.), занимая центральную часть страны. Характеризуется умеренной дождливой зимой и сухим летом. Здесь вновь отчетливо проявляется трехчленное деление территории (рис. 2, *б*). Высота Береговой Кордильеры варьирует от 700 до 2000 м. На севере зоны в пределах Продольной долины имеется ряд небольших впадин, к югу строение ее упрощается и зона расширяется. Главная Кордильера круто воздымается (до 4000 м); здесь вновь отмечаются высокие вершины вулканов. Снеговая линия приурочена к высоте 4000 м.

Сур-Чико («Малый Юг») Эта зона (рис. 1) простирается от долины р. Био-Био (между 37 и 38° ю. ш.) до прол. Чакао (у 42° ю. ш.). Она характеризуется круглогодичным дождливым сезоном, при этом количество осадков существенно возрастает в зимние периоды. Сочетание сравнительно теплого климата и обильных дождей приводит к очень глубокому выветриванию.

Несмотря на понижение высот Кордильер, в пределах зоны сохраняется трехчленное геоморфологическое деление (рис. 2, *в*). Береговая Кордильера прослеживается к югу, понижаясь до уровня океана в районе прол. Чакао. У Вальдивии (39—40° ю. ш.) Продольная долина прерывается горным хребтом. Главная Кордильера характеризуется отметками до 2000 м и включает высокие вулканы. Снеговая линия спускается ниже 2000 м.

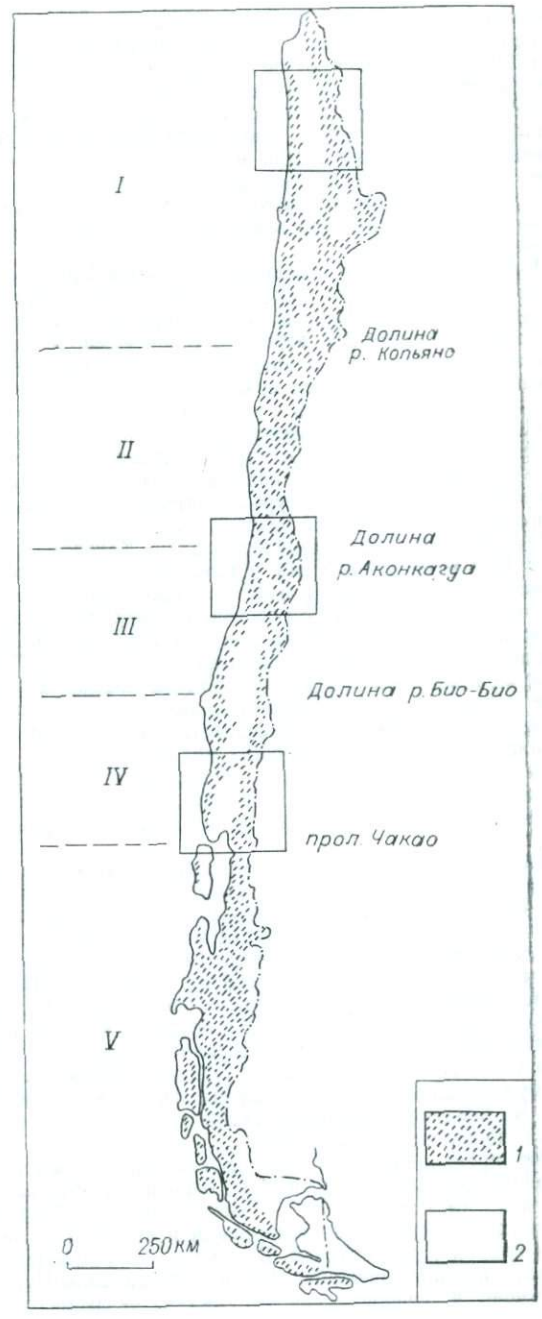


Рис. 1. Геоморфологические подразделения Чили.

Природные зоны: *I* — Норте-Гранде; *II* — Норте-Чико; *III* — Центральная; *IV* — Сур-Чико; *V* — Сур-Гранде. *1* — Береговая и Главная Кордильеры; *2* — Продольная долина и чилийская часть Патагонского плоскогорья (в зоне Сур-Гранде). Квадратными рамками ограничены районы, геологическое строение которых показано на рис. 2.

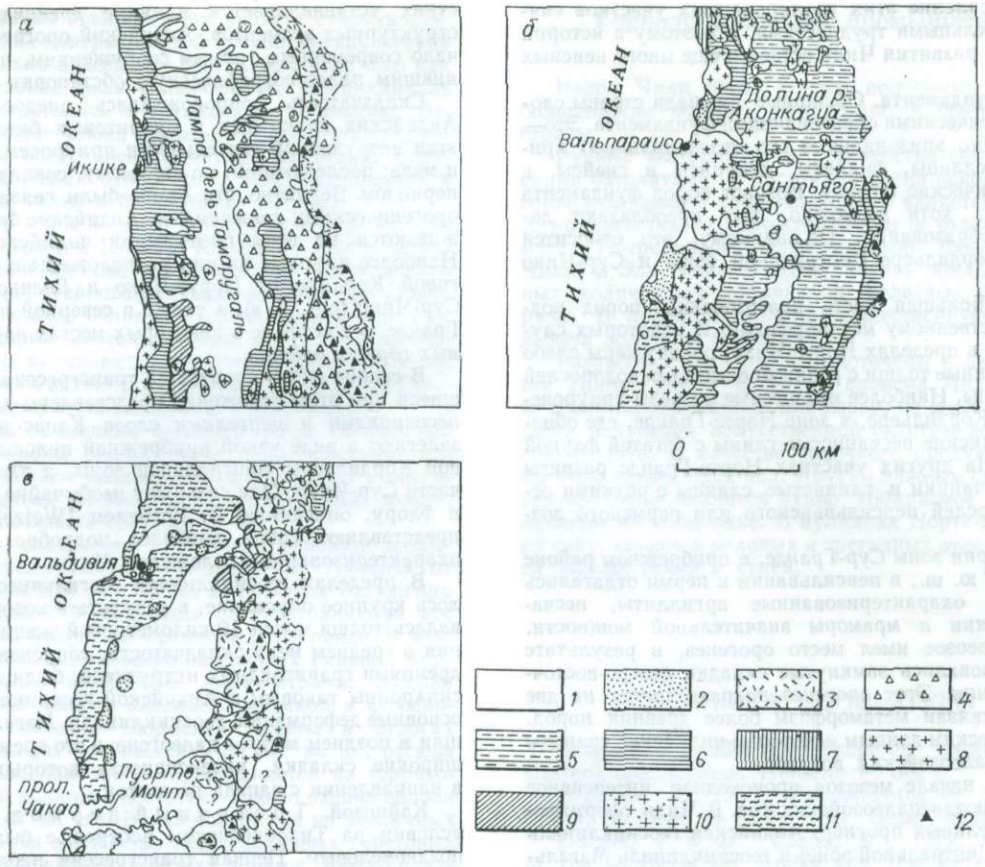


Рис. 2. Схематизированные участки геологической карты Чили. По данным Института геологических исследований, 1960.

а — зона Норте-Гранде, с дополнениями В. Цейла [Zeil W., 1964b]; *б* — промежуточный участок между Норте-Чико и Центральной зоной; *в* — зона Сур-Чико (с дополнениями автора). *Образования*: *1* — четвертичные; *2* — третичные; *3* — андезитовые и базальтовые вулканиты позднетретичного и четвертичного возраста; *4* — позднетретичные липариты; *5* — меловые; *6* — юрские; *7* — триасовые; *8* — мезозойские граниты; *9* — палеозойские осадочные; *10* — палеозойские граниты; *11* — метаморфические породы палеозоя и докембрия; *12* — современные вулканиты.

Сур-Гранде («Большой Юг»). Расположена между 42° ю. ш. и южным окончанием материка (рис. 1). Характеризуется холодным климатом с штормами и обильными обложными дождями в течение всего года. Снеговая линия спускается до нескольких сотен метров. Горы покрыты довольно обширным Патагонским ледником. Южнее 44° ю. ш. трехчленное деление неразличимо. Горные цепи распадаются на ряд отдельных вершин, иногда образующих полуострова и острова, разделенные глубокими фиордами. На крайнем юге территория Чили изгибается на восток, где расположено плато Патагония.

Геотектоническое районирование

Подразделение территории Чили на Береговую Кордильеру, Продольную долину и Главную Кордильеру обусловлено воздействием вертикальных движений, начавшихся в позднетретичную эпоху и продолжавшихся в голоцене.

Структуры Береговой и Главной Кордильер сформировались в течение двух орогенических циклов, сопровождавшихся внедрением магматических масс. Различают позднепалеозойский орогенез, в результате которого подверглись складчатости отложения Прандийской геосинклинали, и позднемезозойский (андийский) орогенез. Обе орогенические фазы устанавливаются повсеместно, однако интенсивность их проявления в разных частях региона различна.

Береговая Кордильера, сложенная породами фундамента, подверглась интенсивной складчатости в позднем палеозое. Породы были метаморфизованы и прорваны гранитными интрузиями. Более мелкие морфоструктуры характеризуются северо-западным простиранием. Мезозойские отложения испытали лишь незначительные воздействия андийского орогенеза, хотя гранитные интрузии Береговой Кордильеры внедрились в это же время.

Мезозойские и сравнительно редкие палеозойские отложения в пределах Главной Кордильеры интенсивно смяты в складки. Наиболее сильное проявление орогенеза, сопровождавшееся гранитоидным магматизмом, по всей вероятности, было приурочено к среднему и позднему мелу. Иногда складчатость происходила и в раннетретичную эпоху. Преимущественное направление структур — меридиональное. На некоторых участках — более древнее, прандийское.

История геологического развития

Проведение детального анализа эволюции структур региона и формирования слагающих его толщ в настоящее время не представляется возможным. Более или менее подробно изучены лишь отдельные стратиграфические разрезы, характеризующие разобщенные участки терри-

тории. Сопоставление этих изолированных участков связано со значительными трудностями, и поэтому в истории геологического развития Чили остается еще много неясных моментов.

Комплекс фундамента. Обширные площади страны сложены метаморфическими образованиями фундамента. Это — преимущественно эпизональные (до мезозональных) кристаллические сланцы, филлиты, кварциты и гнейсы, а иногда плутонические породы. Возраст пород фундамента не установлен, хотя возможно, что преобладают докембрийские образования. По-видимому, это относится к Береговой Кордильере Центральной зоны и Сур-Чико (рис. 2, *в*).

Палеозой. Большая часть палеозойских пород подверглась существенному метаморфизму. В некоторых случаях, особенно в пределах Норте-Чико, обнаружены слабо метаморфизованные толщи с редкими остатками водорослей и морской фауны. Наиболее интересные разрезы приурочены к Главной Кордильере, к зоне Норте-Гранде, где обнаружены ордовикские песчанистые глины с богатой фауной граптолитов. На других участках Норте-Гранде развиты граувакки, песчаники и глинистые сланцы с редкими остатками водорослей пенсильванского или пермского возраста.

На территории зоны Сур-Гранде, в прибрежном районе между 50 и 52° ю. ш., в пенсильвании и перми отлагались фаунистически охарактеризованные аргиллиты, песчаники, известняки и мраморы значительной мощности. В позднем палеозое имел место орогенез, в результате которого образовались замкнутые складки северо-восточного простирания. Этот орогенез подразделяется на две фазы; с ним связан метаморфизм более древних пород. По радиологическим данным некоторые чилийские граниты имеют позднепалеозойский возраст.

Мезозой. В начале мезозоя происходило интенсивное выравнивание позднепалеозойских гор. В Чили сформировались два отдельных прогиба: Андийская геосинклиналь (на севере и в Центральной зоне) и геосинклиналь Магальянес (в южной части зоны Сур-Гранде). Эти прогибы различаются как временем своего заложения и характером осадочного выполнения, так и возрастом складчатости. Зона Сур-Чико и северная часть зоны Сур-Гранде в мезозое оставались устойчивой областью между этими геосинклиналями.

Триас. В Андийской геосинклинали установлен небольшой объем триасовых отложений. Они представлены континентальными флористически охарактеризованными осадками, которые перемежаются с кислыми вулканитами. В течение кратких периодов трансгрессий со стороны Тихого океана здесь накапливались маломощные морские толщи. В геосинклинали Магальянес триасовые отложения не установлены.

Юра. Мощные юрские морские толщи Андийской геосинклинали содержат обильную фауну и переслаиваются с многочисленными пластами средних и основных лав, туффитов и агломератов, объединенных в так называемую порфировую формацию, слагающую большую часть Береговой Кордильеры на территории Норте-Гранде (рис. 2, *а*). Верхнеюрские отложения особенно широко развиты в Главной Кордильере Сур-Чико и Центральной зоны (рис. 2, *б*). В геосинклинали Магальянес в поздней юре начались обширные излияния лав, особенно кварцево-порфировых.

Мел. В Андийской геосинклинали в раннем мелу преобладали условия, во многом сходные с юрскими. Нижнемеловые породы обнаружены также в Главной Кордильере района Сур-Чико и Центральной зоны (рис. 2, *б*).

В результате главной (раннемеловой) фазы андийского орогенеза сформировались меридиональные складки. Интенсивность складчатости возрастает в восточном направлении, что привело к образованию вблизи аргентинской границы сложно построенных структур. На некоторых участках устанавливается влияние древних палеозойских структурных элементов. Андийский орогенез положил начало современным горным сооружениям, полностью изменившим палеогеографическую обстановку в регионе.

Складчатость сопровождалась внедрением крупных Андийских гранитных и диоритовых батолитов. Ранний этап интрузивной деятельности приурочен к границе юры и мела; последующий, по-видимому, совпадал с третичным периодом. Вероятно, эти этапы были связаны со слабыми орогеническими движениями. Андийские батолиты прослеживаются на всем протяжении чилийской территории. Наиболее крупные из них расположены в пределах Береговой Кордильеры Норте-Чико и Главной Кордильеры Сур-Чико (рис. 2, *в*), а также в северной части зоны Сур-Гранде, в том числе в некоторых местах наиболее отдаленных горных районов.

В сеноне вновь произошла трансгрессия. Сформировавшиеся при этом отложения представлены конгломератами, песчаниками и мергелями слоев Капас-де-ла-Кирикина, залегают в виде узкой прибрежной полосы вдоль Береговой Кордильеры Центральной зоны, а также в северной части Сур-Чико. Они содержат необычайно богатую фауну и флору, описанную В. Ветцелем [Wetzel W., 1927], и представляют собой наиболее подробно фаунистически охарактеризованные отложения Чили.

В пределах геосинклинали Магальянес в мелу началось крупное опускание, в результате которого сформировалась толща почти 10-километровой мощности. Проявления в среднем мелу складчатости, сопровождавшиеся внедрениями гранитоидных интрузивов, были, судя по всему, синхронны таковым в Андийской геосинклинали. Однако основные деформации геосинклинали Магальянес произошли в позднем мелу — палеогене; в это время образовались широкие складки, интенсивность которых уменьшается в направлении с запада на восток.

Кайнозой. Третичный период. В этот период условия на Тихоокеанском побережье были аналогичны позднемеловым. Первая трансгрессия наблюдалась в эоцене; она напоминала кирикинскую трансгрессию, характеризовавшуюся частой сменой морских и континентальный фаций. На п-ове Арауко (37—38° ю. ш.) имеются залежи углей.

Вдоль Береговой Кордильеры Центральной зоны, Сур-Чико и северной части Сур-Гранде обнаружены отложения, связанные с миоценовой трансгрессией. Эти террасированные отложения прослеживаются на значительные расстояния вдоль Береговой Кордильеры. Соединение миоценового моря с Атлантическим океаном, по всей вероятности, происходило на территории Сур-Чико, сохранившей устойчивость на протяжении мезозоя.

Отложения морского плиоцена прослеживаются вдоль Береговой Кордильеры приблизительно от 23° ю. ш. в зоне Норте-Гранде до северных районов Сур-Чико. Континентальные толщи третичного возраста, отмечающиеся на разных участках региона, характеризуются существенными различиями. В пределах Норте-Гранде имеются нижнетретичные конгломераты, красные глины и соленосные отложения, возможно, подвергшиеся складчатости в олигоцене.

Верхнетретичные толщи Норте-Гранде приурочены к Продольной долине. Начиная с миоцена и плиоцена вдоль зоны смятия пород длиной свыше 1000 км происходили трещинные излияния липаритов и дацитов. В плиоцене в пределах Главной Кордильеры начались извержения андезитовых и базальтовых лав.

В Центральной зоне и в районе Сур-Чико располагались впадины, заполненные континентальными, в том числе озерными, отложениями, местами с пластами углей. В миоцене началось погружение южной части Продольной долины, оказавшее в плиоцене воздействие на всю структуру региона. В это же время активизировался вулканизм, использовавший как вновь образующиеся по периферии

Главной Кордильеры трещины, так и ранее существовавшие вулканические центры. В этой южной вулканической зоне развиты только андезиты и базальты. После того как завершилась главная фаза складчатости, геосинклиналь Магальянес превратилась в неглубокую депрессию. Вероятно, в олигоцене вновь произошла складчатость, сопровождавшаяся внедрением гранитных интрузий. Верхнетретичные отложения относятся к континентальным и содержат пласты углей и базальтовые потоки.

Четвертичный период. Продолжалось как воздымание Береговой и Главной Кордильер, так и погружение Продольной долины; иными словами, происходило формирование современного рельефа. Мафический вулканизм проявился в виде излияний андезитовых и базальтовых лав, создавших многочисленные вулканические конусы. Постепенно вулканическая деятельность ослабевала, и в настоящее время активны лишь немногие вулканы Главной Кордильеры, Центральной зоны и Сур-Чико.

Четвертичные отложения северной части Продольной долины представлены обломочными образованиями, которые еще продолжают накапливаться. На севере в многочисленных впадинах формировались соленосные толщи, в том числе и отложения селитры.

Четвертичное оледенение ограничено наиболее возвышенными участками Главной Кордильеры. Начиная от Центральной зоны и к югу от нее ледниковые отложения в пределах Главной Кордильеры распространяются все шире и достигают фиордов и проливов Сур-Гранде. В зоне Сур-Чико многочисленные озера на склонах Главной Кордильеры окружены моренными амфитеатрами. Южная часть Продольной долины заполнена мореной и флювиогляциальными песками. Вюрмская морена в отрогах Главной Кордильеры начинается у 39° 30′ ю. ш., отсюда в южном направлении она распространяется на территорию Продольной долины и достигает Тихого океана вблизи прол. Чакао (у 42° ю. ш.). Вдоль побережья на различных высотах отмечается множество межледниковых береговых линий, они прослеживаются между зонами Норте-Гранде (от 23° ю. ш.) и Сур-Чико. На некоторых участках зафиксирован постледниковый подъем уровня океана.

Сейсмичность

Тектонические движения в регионе продолжаются до настоящего времени. Это подтверждается частыми и сильными землетрясениями. Эпицентры, по-видимому, всегда связаны со сбросовыми поверхностями. Землетрясения отмечаются вдоль границ Береговой Кордильеры, Продольной долины и Главной Кордильеры, а также на континентальном шельфе.

Вдоль Чилийского побережья континентальный шельф протягивается узкой полосой, сменяющейся крутым континентальным склоном. Перед фронтом зон Норте-Гранде и Норте-Чико расположен желоб Атакама глубиной почти 8000 м. По направлению к югу он становится все мельче и, наконец, постепенно затухает.

Максимальная частота землетрясений фиксируется на севере страны, где разность между наибольшей глубиной желоба Атакама и самой высокой вершиной Главной Кордильеры составляет 14 км; это — величайший перепад рельефа на земном шаре. В южном направлении количество землетрясений постепенно уменьшается, и на крайнем юге страны они представляют собой довольно редкое явление. Одна из последних серий землетрясений была отмечена в мае 1960 г. в районах Сур- и Гран-Чико (на севере последнего). Эти землетрясения повлекли за собой значительные разрушения, а также вызвали многочисленные оползни в горах. На значительной территории побережья некоторые участки поднялись, а другие опустились на 1—2 м.

Горнодобывающая промышленность

Недра Чили очень богаты полезными ископаемыми, большинство которых приурочено к северным районам страны.

Рудные месторождения повсеместно связаны с Андийскими батолитами. В настоящее время основным объектом горнодобывающей промышленности является медная руда. К крупнейшим месторождениям меди относятся Чукикамата, Потрерильос, Эль-Сальвадор (северные районы Чили) и Эль-Тениенте (Центральная зона). В значительных количествах добываются железные и марганцевые руды. В прошлом столетии существенную роль играла добыча золота и серебра.

Разработки селитры сосредоточены в пустынной области Норте-Гранде. В былые времена Чили располагала мировой монополией на это сырье, но после освоения процесса получения искусственной селитры добыча ее резко сократилась. В качестве побочного продукта при добыче селитры извлекается иод. Другим важным сырьем в районе Норте-Гранде является гуано, собираемое в большом количестве на побережье. В вулканах Норте-Гранде добывают серу. На юге в меловых и третичных отложениях имеются залежи нефти и углей.

Р. Кёстер

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Brüggen, J., 1934. «Grundzüge der Geologie und Lagerstattenkunde Chiles», Heidelberg, 362 p.

Brüggen, J., 1950. «Fundamentos de la Geología de Chile», Santiago de Chile: Inst. Geogr. Militar, 374 p.

Dalziel, I. W. D., Cortes, R., 1972. «Tectonic style of the southernmost Andes and the Antarctandes», 24th Intern. Geol. Congr., 3, 316—327.

Fuenzalida H., 1950. «Orografia», Geografia Económica de Chile. Santiago de Chile, 1—54.

Halpern, M., 1973. «Regional geochronology of Chile south of 50° latitude», Bull. Geol. Soc. Am., 84, 2407—2422.

Instituto de Investigaciones Geológicas, 1960, Mapa Geológico de Chile. Santiago de Chile: Inst. Inv. Geol., 1 : 1 000 000.

Kausel, E., Lomnitz, C., 1969. «Tectonics of Chile», Intern. Upper Mantle Symp. 22-B, Inst. Geofis., UNAM, Mexico.

Lomnitz, C., 1969. «Sea-floor spreading as a factor of tectonic evolution in southern Chile», Nature, 222, 366—369.

Miller, H., 1970. «Das problem des hypothetischen «Pazifischen Kontinentes» gesehen von der chilenschen Pazifikküste», Geol. Rundschau, 59 (3), 927—938.

Morgan, W. J., Vogt, P. R., Falls, D. F., 1969. «Magnetic anomalies and sea-floor spreading on the Chile Rise», Nature, 222, 137—142.

Muñoz Cristi, J., 1950. «Geologia», Geografia Económica de Chile. Santiago de Chile, 55—187.

Muñoz Cristi, J., 1956. «Chile», in: Jenks, ed., Handbook of South American Geology (Mem. 65). New York: Geol. Soc. Am., 191—214.

Scholl, D. W., Huene, R. von, Ridlon, J. B., 1968. «Spreading of the ocean floor: undeformed sediments in the Peru-Chile trench», Science, 159, 869—871.

Scholl, D. W., Christensen, M. N., Huene, R. von, Marlow, M. S., 1970. «Peru-Chile trench sediments and sea-floor spreading», Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1339—1360.

Vegara, M., Gonzalez-Ferran, D., 1972. «Structural and petrological characteristics of the late Cenozoic volcanism from Chilean Andean region and west Antarctica», Krystalinikum (Prague), 9, 157—182.

Wetzel, W., 1930. Die Quiriguina—Schichten als Sediment, und Paläontologisches Archiv», Palaeontolographica, 73, 49—106.

Zeil, W., 1964a. «Geologie von Chile», Regionale Geologie der Erde, vol. 3. Berlin: Gebr. Borntraeger, 233 p.

Zeil, W., 1964b. «Die Verbreitung des jungen Vulkanismus in der Hochkordillere Nordchiles», Geol. Rundschau, 53 (2), 731—758.

ЭКВАДОР

Республика Эквадор расположена на Тихоокеанском побережье Южной Америки, причем большая часть ее территории лежит к югу, а меньшая к северу от экватора. Общая площадь 263,8 тыс. км². На северо-востоке страна граничит с Колумбией, на юго-востоке и юге — с Перу.

Территория Эквадора подразделяется на три геоморфологические провинции: прибрежную низменность — Коста, горную систему Анд — Сьерру и предгорную равнину — Орьенте (у истоков р. Амазонки). В геологическом отношении с запада на восток последовательно выделяются Тихоокеанская океаническая провинция, подвижной пояс Анд и докембрийский Гвианский щит, занимающий восточную часть страны. Андийский складчатый пояс протягивается по территории Эквадора через Колумбию и Венесуэлу до соединения с Антильской островной дугой. Обширная депрессия Мараньон-Портал, приуроченная к структурному изгибу Хуанкабамба на севере Перу, отвечающему резкому отклонению от преобладающего меридионального простирания андийских структур, отделяет северные склоны Анд от остальной части горной цепи.

Если не считать проведенных еще в прошлом веке исследований А. Гумбольдта и других ученых, можно сказать, что систематическое геологическое изучение Эквадора, по существу, еще не начиналось. Геологическое строение прибрежной низменности и провинции Орьенте было до некоторой степени исследовано в процессе выполнения нефтепоисковых работ. Что касается Эквадорских Анд, то они и в настоящее время изучены лишь в самых общих чертах. Значительные территории, особенно в юго-восточной части горной области страны, остаются практически неизученными.

История геологического развития

Территорию Эквадора подразделяют на две основные геологические провинции — Западную и Восточную (рис. 1). В Восточной провинции фундамент, сложенный докембрийскими изверженными и метаморфическими породами Гвианского щита, перекрыт сравнительно полным разрезом фанерозойских отложений. В Западной провинции фундамент, по всей вероятности, представлен эвгеосинклинальными и океаническими мезозойскими породами, на которых залегает относительно маломощная третичная толща.

Граница между этими провинциями проводится по предполагаемому мегасдвигу, включающему разломы Гуаякиль и Долорес [Campbell C. J., 1968], которые, повидимому, непосредственно связаны с разломами Ока-Пилар. Все эти разломы образуют крупную правосдвиговую зону, ограничивающую Южноамериканский материк. Гипотетическая модель строения коры, рассматриваемая ниже, показана на рис. 2.

Стратиграфическая номенклатура для Эквадора еще не разработана, и многие употребляемые ныне наименования формаций и других подразделений не являются общепринятыми. Более того, даже возраст многих из них пока что остается дискуссионным.

Докембрий. Докембрийские изверженные и метаморфические породы, слагающие западную окраину Гвианского щита, в восточной части впадины Орьенте залегают под покровом континентальных отложений на глубине 1 км. Судить о том, встречаются ли докембрийские образования в самих Андах, довольно трудно, поскольку отсутствуют определения абсолютного возраста. Часть метаморфических пород Восточной Кордильеры (Кордильеры-Реаль) имеет, по всей вероятности, докембрийский возраст, хотя среди них преобладают более молодые образования. На части площади складчатого пояса Амотапе-Чанчан, особенно в Кордильерах к востоку от Мачала, обнаружены гнейсы, предположительно докембрийские, поскольку они подстилают слабо метаморфизованные породы, коррелируемые с каменноугольной формацией Амотапе Перу.

Палеозой. Нижний палеозой. Нижнепалеозойские породы развиты на изолированных участках вдоль восточного склона Анд от Колумбии до Перу и вскрыты буровыми скважинами в более восточных районах страны. Имеющиеся данные позволяют предположить, что в зоне современных Восточных Анд располагалась миогеосинклиналь, а параллельно границе Гвианского щита проходила шельфовая зона. В среднем палеозое (каледонский этап) геосинклинальная область подверглась складчатости и слабому метаморфизму, которые почти не затронули область шельфа.

Шельфовые отложения датируются по обнаруженным в них окаменелостям, возраст же метаморфических толщ определялся как по их положению в разрезе, так и на основе логических построений. Имеющиеся палеонтологические данные свидетельствуют, что геосинклиналь наибольших размеров достигла в ордовике (поскольку ни кембрийские, ни силурийские отложения там не были обнаружены).

Нижний палеозой Эквадора представлен формацией Пумбуиса, сложенной темными, частично графитовыми, в основном аспидными сланцами и кварцитовидными песчаниками, выходящими на поверхность в северной части Серрания-де-Кутуку [Tschopp H. J., 1953]. Слабо метаморфизованные породы, залегающие вдоль восточного склона Кордильеры-Реаль, также, судя по всему, датируются ранним палеозоем. Возможно, что неметаморфизованный нижний палеозой развит на глубине в провинции Орьенте; такие породы были вскрыты скв. 110-1 (район Мараньона, Перу).

Среднепалеозойский (каледонский) орогенез. Раннепалеозойский седиментационный цикл завершился интенсивными движениями в раннем девоне, которые по возрасту могут считаться каледонскими. Орогенез вызвал складчатость и метаморфизм нижнепалеозойских геосинклинальных толщ и сменился периодом устойчивого регионального подъема.

Верхний палеозой. В среднем девоне в Колумбии и других частях Андийского региона начался новый седиментационный цикл; возможно, что породы этого возраста присутствуют также и в разрезе предгорной равнины Орьенте Эквадора. В обнажениях на нижнем палеозое непосредственно залегают пенсильванские отложения формации Макума [Tschopp H. J., 1953], представленные кремнистыми известняками, глинистыми сланцами и в меньшей мере известковистыми песчаниками. Типовой разрез этой толщи находится в Серрания-де-Кутуку (предгорья Анд), хотя не вызывает никаких сомнений, что в более восточных районах ее отложения присутствуют на глубине.

В то время как на востоке страны продолжали существовать шельфовые условия, в Андийской провинции развивалась геосинклиналь, поскольку в колумбийской части горной системы отмечено смещение тектонических движений в западном направлении. Возможно, что недатированные слабо метаморфизованные породы складчатых поясов Кордильеры-Реаль и Амотапе-Чанчан — верхнепалеозойские геосинклинальные отложения. Это предположение подтверждается тем, что слабо метаморфизованные породы

Кордильеры-Такуин, по-видимому, синхронны отложениям *перуанской формации Амотапе, в которой обнаружены окаменелости пенсильванского возраста.*

Позднепалеозойский (герцинский) орогенез. В конце палеозоя в Андийском регионе возобновились орогенические движения, продолжавшиеся и в раннем триасе. Как уже упоминалось, именно они могли обусловить метаморфизм верхнепалеозойских геосинклинальных отложений Анд. Орогенические движения сопровождались в Андийском регионе внедрением щелочных гранитов. Поэтому граниты такого состава на восточных отрогах Кордильеры-Реаль, например вблизи г. Баньон, могут предположительно считаться триасовыми.

Мезозой, кайнозой. Нижний мезозой. *Верхний триас и нижний лейас.* Возобновившееся погружение в конце триаса привело к морской трансгрессии и отложению известняков, обнажающихся на северо-востоке Перу. Они перекрыты нижнелейасовой толщей, сложенной темными окремненными известняками, известковистыми песчаниками и черными глинами с прослоями вулканитов — формацией Сантьяго, прослеживающейся на территории Восточного Эквадора [Tschopp H. J., 1953].

Нижняя и средняя юра. После краткой трансгрессии море покинуло район Восточных Анд, и на протяжении ранней и средней юры здесь отлагались толщи красноцветов. Эти отложения, составляющие формацию Чаписа, представлены красноцветными глинами, аркозами, частично туфогенными песчаниками и конгломератами, перекрытыми на некоторых участках лавами и брекчиями. *По всей вероятности, осадки аккумулировались в континентальных аридных условиях, благоприятных для образования эвапоритов, представленных в Эквадоре лишь маломощными ангидритами в нижней части разреза, а в соседнем Перу образующих соляные диапиры. Формация Чаписа не содержит окаменелостей, и поэтому возраст ее до сих пор остается дискуссионным; некоторые исследователи считают, что она захватывает также низы меловой толщи.*

Слабо метаморфизованные породы группы Дагуа в Западных Андах Колумбии, как полагают, слагают нижнемезозойские геосинклинальные толщи, метаморфизованные в ходе невадийского орогенеза; возможно, это характерно и для Эквадорских Анд, хотя здесь они среди других метаморфических толщ не выделяются.

Верхний мезозой. Верхнемезозойские образования в Андийском регионе в общем характеризуются геосинклинальным развитием. На территории Эквадора Кордильера-Реаль отделяет эвгеосинклинальную провинцию, развитую на западе, от миогеосинклинальной, находящейся на востоке страны.

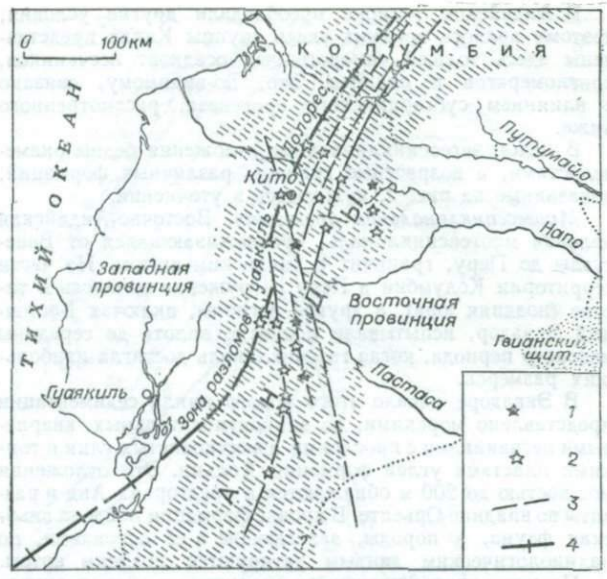


Рис. 1. Основные геологические провинции и зоны разломов Эквадора.

1—2 — вулканы (*1* — активные, *2* — потухшие); *3* — разломы; *4* — граница между Западной и Восточной геологическими провинциями.

Эвгеосинклинальная провинция. Позднемезозойские породы этой провинции широко представлены в Западных Андах: как в горном поясе Амотапе-Чанчан, так и в прибрежной зоне. Мощность их составляет около 5000 м. В нижней части разреза преобладают вулканиты, включая *подводные лавы, а верхняя сложена кремнистыми породами* с редкими прослоями вулканогенных образований.

В разрезе прибрежной зоны выделяются две группы: нижняя — Пиньон и верхняя — Калло. Группа Пиньон представляет собой 1000-метровую толщу порфиритов, спилитов, их туфов и агломератов с редкими прослоями туфогенных песчаников и кремнистых аргиллитов. Вышележащая группа Калло имеет мощность до 3000 м. Она сложена песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами, кремнистыми сланцами, туфами и вулканогенными агломератами. На некоторых участках в основании ее разреза развиты окремненные известняки Калентура. В кровле группы залегают кремнистые и глинистые сланцы с подчиненными туфами формации Гуаякиль.

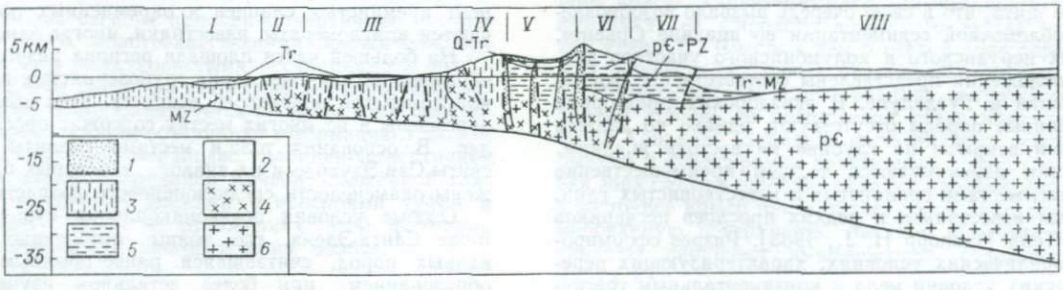


Рис. 2. Схематический геологический профиль через Эквадор (с запада на восток), отражающий гипотетическую модель строения коры в этом регионе.

I — Прибрежная зона и континентальный шельф; *II* — Тихоокеанский береговой хребет; *III* — Прибрежная депрессия; *IV* — Западная Кордильера; *V* — депрессия Кито-Куэнка; *VI* — Кордильера-Реаль; *VII* — поднятие Напо; *VIII* — впадина Орьенте. *Отложения*: *1* — вулканогенные третичного и четвертичного возраста; *2* — третичные и мезозойские; *3* — эвгеосинклинальные и океанические мезозойские; *4* — интрузивные, образовавшиеся за счет расплавления коры и дополнительных поступлений магмы из мантии (относительное изменение возраста пород от более древних к более молодым отмечается в направлении с востока на запад); *5* — метаморфические докембрийские и палеозойские; *6* — докембрийские изверженные и метаморфические Гвианского щита.

В Андийском регионе преобладали другие условия, поэтому аналоги верхних слоев группы Кало представлены здесь толщей синорогенных осадков: песчаников, конгломератов и сланцев. Это, по-видимому, связано с влиянием субгерцинского орогенеза, рассмотренного ниже.

В целом эвгеосинклинальные отложения бедны окаменелостями, а возрастные границы различных формаций, показанные на рис. 2, нуждаются в уточнении.

Миогеосинклинальная провинция. Восточно-Андийская меловая миогеосинклиналь, прослеживающаяся от Венесуэлы до Перу, граничит с Гвианским щитом. На части территории Колумбии и Перу погружение началось в титоне (поздняя юра), а другие регионы, включая Восточный Эквадор, испытывали поднятие вплоть до середины мелового периода, когда геосинклиналь достигла наибольших размеров.

В Эквадоре начало этого нового цикла седиментации *представлено морскими, до эпиконтинентальных, кварцевыми* песчаниками с прослоями известковистых глин и тонкими пластами углей формации Хольин. Эти отложения мощностью до 200 м обнажаются в предгорьях Анд и развиты во впадине Орьенте. В кровле формации найдена альбская фауна, а породы, залегающие в ее основании, по палинологическим данным датируются поздним аптом.

По мере продолжавшегося погружения и эрозионного нивелирования рельефа в миогеосинклинали на протяжении сеномана, турона, коньяка и сантона отлагались более тонкозернистые осадки, составляющие формацию Напо. В предгорьях Анд она сложена 400-метровой толщей эвксинных известняков и глин с маломощными пропластками глауконитовых песчаников. Доля песчаников увеличивается в провинции Орьенте к востоку (за счет известняков и глин).

Субгерцинская орогеническая фаза. Геосинклинальная фаза седиментации завершилась в сантоне интенсивными орогеническими движениями. Наибольшей силы они достигли в Андийском регионе, где накопились упоминавшиеся выше синорогенные толщи. В Восточных Андах эти движения привели к региональному воздыманию территории и обусловили уход моря из впадины Орьенте, а на некоторых участках — *эрозию верхней части формации Напо. Возможно, эти же* движения косвенно сказались на изменении характера седиментационной обстановки в Прибрежном регионе. В других областях Анд движения были связаны с внедрением Перуанского и Антиокийского (Колумбия) батолитов, поэтому вполне возможно, что часть недатированных интрузий Эквадорских Анд также относится к этому возрасту.

Мел — палеоген. На востоке страны субгерцинские движения привели к поднятию областей сноса Гвианского щита, что в свою очередь вызвало возобновление грубообломочной седиментации во впадине Орьенте. В пределах перуанского и колумбийского участков впадины эти отложения представлены соответственно формациями Вивиан и Гуадалупе. В эквадорских предгорьях Анд синхронные породы отсутствуют, однако по данным бурения они вскрыты на глубине на востоке впадины.

Песчаники перекрываются толщей преимущественно красноватых, местами кремнистых и известковистых глин, *маломощных известняков и редких прослоев песчаников* формации Тена [Tschopp H. J., 1953]. Разрез сформировался в паралических условиях, характеризующих переход от морских условий мела к континентальным третичного периода. Возраст толщи точно не известен, но полагают, что он охватывает интервал от кампана до палеоцена или раннего эоцена. В Прибрежном районе отложения этого возраста были большей частью уничтожены эрозией в результате последовавшего ларамийского орогенеза.

Ларамийский орогенез. Наступление этого орогенеза (эоцен) вызвало значительные изменения в палеогеографической обстановке всего Андийского региона. На территории Эквадора произошел подъем Анд, что привело к перераспределению главных источников сноса (Андийские горы сменили массивы Гвианского щита). К востоку от Анд располагалась обширная депрессия, речная сеть которой достигала Тихого океана, проходя на севере Перу через ущелье Мараньон-Портал. Результатом этого стока явилось образование в зал. Гуаякиль и к югу от него обширной дельты.

Прибрежная впадина погрузилась и заполнилась обломочными и туфогенными отложениями. Она была ограничена поднятием, сформировавшим Тихоокеанский береговой хребет — неустойчивую структуру, нарушенную разрывами, служившими путями проникновения магматических масс к поверхности и обусловившими обширные подводные оползни в соседних впадинах.

Кроме того, ларамийские движения вызвали образование системы крупных разломов, включая уже упоминавшийся мегасдвиг Гуаякиль-Долорес, и привели к внедрению крупных интрузий в самих Андах. В целом ларамийский орогенез заложил основу современной структуры Эквадора. В Перу и на юге материка эти движения были особенно интенсивно проявлены в позднетретичную эпоху и именуются здесь «андийскими».

Третичные отложения Восточной провинции (эоцен — миоцен). Ларамийский орогенез положил начало новой фазы континентальной седиментации в Андийском регионе. Она открылась толщей конгломератов и грубозернистых песчаников (формация Тиюяку и ее аналоги). Обломочный материал был принесен с разрушавшихся ларамийских горных цепей, по мере разрушения и понижения гор он становился более мелкозернистым. Осадки, представленные преимущественно красноцветными глинами и алевритами, отлагались в основном реками, хотя в этот период имелись и крупные озера, периодически связывавшиеся с открытым морем через депрессию Мараньон-Портал; озерные отложения содержат солоновато-водную микрофауну. В разрезе было выделено много местных формаций, не заслуживающих, как нам кажется, более детального рассмотрения.

Неморские третичные отложения встречены также *в прогибе Кито-Куэнка, который, по существу, служит* продолжением впадины Каука (Колумбия). Эти породы выходят на поверхность близ Куэнка, а в прочих местах скрыты под покровом плиоценовых и четвертичных вулканитов.

Третичные отложения Западной провинции. Третичные отложения Западного Эквадора представлены толщей морских песчаников и глин, переслаивающихся с многочисленными пластами туфов и туфогенных пород. В разрезе толщи значительный процент кремнистых сланцев и окремненных пород. Встречаются конгломераты, известняки, иногда олистостромы *.

На большей части площади региона разрез третичных образований начинает серия грубозернистых песчаников и конгломератов эоценового возраста. Они обычно сильно окремнены и во многих местах содержат прослои туфов и лав. В основании толщи местами развиты известняки свиты Сан-Эдуардо и их аналоги, в которых были обнаружены окаменелости среднеэоценового возраста.

Особые условия осадконакопления существовали на п-ове Санта-Элена, где толща интенсивно дислоцированных пород, считавшаяся ранее обычным осадочным образованием, при более детальном изучении оказалась олистостромом [Colman J. A., 1970]. По-видимому,

---

* Осадочные тела обычно линзовидной формы, сложенные гетерогенными образованиями (глыбы пород, глина и т. д.), формирующимися при подводных гравитационных оползаниях или обвале рыхлых осадков. — *Прим. пер.*

в среднем эоцене сюда сползали гигантские отторженцы осадочных пород, и за счет некоторых из них образовались неструктурные ловушки нефти. Полагают, что источник оползневых масс располагался в районе холмов Колонче-Чоньон. Между олистостромами залегают автохтонные турбидиты с седиментационными текстурами, характерными для таких фаций.

По всей вероятности, отложения, предположительно датируемые олигоценом, в Западном Эквадоре маломощны или отсутствуют вовсе.

Разрез миоцена открывают грубообломочные породы: туфогенные песчаники и конгломераты, переходящие кверху в глинистые сланцы и алевролиты глубоководных фаций. Миоценовое осадконакопление завершается возобновлением мелководной седиментации; в верхах толщи залегают конгломератовые песчаники, алевролиты и известняки, часто туфогенные. Последнее свидетельствует о наличии синхронного вулканизма, центр которого, повидимому, располагается в Восточной Кордильере.

Значительно хуже изучена стратиграфия подводных осадков прибрежной зоны Эквадора. На дне зал. Гуаякиль развиты миоценовые морские и дельтовые отложения значительной мощности. Имеются данные о том, что континентальный шельф западного побережья страны сложен главным образом пластичными глинами того же типа, что и глины, формирующие диапиры.

Андийский орогенез. Появление в позднем миоцене грубообломочных образований указывает на возобновление тектонических подвижек, достигших максимума в конце этой эпохи. Современная структура Эквадора сформировалась преимущественно во время неогенового «андийского» орогенеза, детально рассмотренного в разделе, посвященном структуре региона.

Плиоцен и четвертичный период. Андийский орогенез сопровождался воздыманием хребтов Анд и усилением вулканической деятельности. Вулканы располагались вдоль тектонически ослабленных зон, связанных с поперечными разломами; центральная часть Анд сложена андезитовыми туфами и лавами. Положение вулканов показано на рис. 1. Некоторые вулканические конусы являются высочайшими вершинами. Это в первую очередь потухший вулкан Чимборасо (6267 м) и действующий (с сохранившимся от разрушения кратером) Котопахи (5897 м).

Быстрое воздымание Анд и активизация вулканической деятельности привели к усилению сноса обломочного материала, что в свою очередь обусловило формирование огромных аллювиальных конусов выноса и террас по обе стороны Анд. В составе слагающих их образований присутствует значительное количество вулканогенного материала, иногда встречаются глыбы размером до нескольких метров.

В прибрежном регионе плиоцен-четвертичные отложения представлены пологозалегающими мелкогалечными конгломератами и известковистыми песчаниками с обильной макрофауной. Хотя при детальном изучении выяснилось, что в этой толще фиксируется не менее трех перерывов осадконакопления, ее объединяют в формацию Таблассо. На севере, в районе Эсмеральдас, плиоцен-четвертичные осадки представлены формацией Качаби, сложенной глинами и грубозернистыми песками с прослоями туфов и вулканического пепла. В отложениях этой формации обнаружены россыпные месторождения золота.

Структура

Структурные зоны Эквадора, описанные ниже, показаны на рис. 3.

Гвианский щит. Представляет собой устойчивый блок, сложенный изверженными и метаморфическими породами докембрия, перекрытыми маломощным чехлом

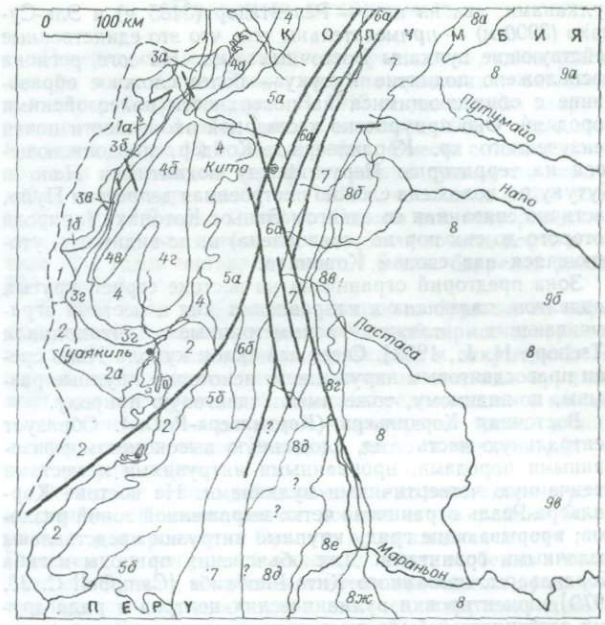


Рис. 3. Структурные зоны Эквадора.

1 — Западная Прибрежная и континентальный шельф (впадины: *1а* — Эсмеральдас-Муйсне, *1б* — Манта); *2* — зал. Гуаякиль (*2а* — впадина Прогресо); *3* — Тихоокеанский береговой хребет (*3а—3б* — своды: *3а* — Рио-Верде, *3б* — Тосагуа; *3в—3г* — поднятия: *3в* — Джама, *3г* — Колонче-Чоньон); *4* — Прибрежная депрессия (впадины: *4а* — Борбон, *4б* — Кининде, *4в* — Джипиджапа, *4г* — Дауле); *5* — Западные Анды (*5а* — Западная Кордильера, *5б* — пояс Амотапе-Чанчан); *6* — депрессия Кито-Куэнка (впадины: *6а* — Кито, *6б* — Куэнка); *7* — Кордильера-Реаль; *8* — Восточные Анды и впадина Орьенте (*8а* — массив Гарсон, Колумбия, *8б* — поднятие Напо, *8в* — депрессия Пуйо, *8г* — Серрания-де-Кутуку, *8д* — Кордильера-де-Кондор, *8е* — впадина Сантьяго, Перу, *8ж* — Серрос-де-Кампаньес, Перу); *9* — Гвианский щит (краевая часть) (*9а* — вал Ваупес, *9б* — свод ? Кононако, *9в* — свод Мараньон).

фанерозойских континентальных отложений. Этот щит, бóльшая часть которого расположена за пределами Эквадора, окаймляется рядом сводов и валов (Ваупес, Кононако, Мараньон и др.), прослеживающихся к западу Субандийской провинции. Вал Ваупес ограничен складчатым поясом Анд; другие структуры того же типа выражены хуже и не имеют столь четких границ.

Впадина Орьенте. Входит в состав Субандийской провинции, отделяет Гвианский щит от Андийского подвижного пояса. Характеризуется асимметричным строением; фундамент ее широкого восточного крыла погружается под углом 1°. Вместе с тем в осевой зоне перед фронтом Анд мощность осадочных отложений достигает 5000 м.

В региональном плане впадина погружается к югу, причем степень ее погружения резко возрастает южнее свода Кононако. Западная часть впадины осложнена разрывами и флексурами, связанными с фронтом Анд. Осевая зона смята в широкие складки ларамийского возраста, а восточное крыло представляет собой лишь слегка деформированную поверхность. Местами разломы фундамента впадины нарушают вышележащие отложения, деформируя их.

Предгорья Анд. Этот регион является зоной развития умеренной складчатости и надвигообразования. Хотя стратиграфически он представляет собой приподнятое крыло впадины Орьенте, в структурном отношении — это часть Андийской складчатой системы, во многих отношениях аналогичная Восточным Андам Колумбии.

В северной части предгорий расположено поднятие Напо — широкий мезозойский купол, увенчанный тремя

вулканами; два из них — Ревентадор (3485 м) и Эль-Сумако (3900 м) — примечательны тем, что это единственные действующие вулканы Восточных Анд. На юге региона расположено поднятие Кутуку — более сложное образование с обнажающимися на поверхности палеозойскими породами. Оно приурочено к северной оконечности почти неизученного хр. Кордильера-де-Кондор, продолжающегося на территорию Перу. Между поднятиями Напо и Кутуку расположена сложно построенная депрессия Пуйо, частично связанная со сдвигом Баньос-Котопахи (природа которого до сих пор не установлена) и, по-видимому, утоняющаяся над сводом Кононако.

Зона предгорий ограничена на востоке серией крутых поддвигов, падающих в направлении Анд и местами ограничивающих также асимметричные антиклинали [Tschopp H. J., 1953]. Северный склон купола Напо срезан правосдвиговым нарушением; некоторые крупные разрывы, по-видимому, тоже имеют сдвиговую природу.

Восточная Кордильера (Кордильера-Реаль). Образует центральную часть Анд, сложенную высокометаморфизованными породами, прорванными интрузиями и местами увенчанную четвертичными вулканами. На востоке Кордильера-Реаль ограничена четко выраженной зоной разломов; прорывающие гряду крупные интрузии представлены щелочными гранитами. Для объяснения природы изгиба Кордильеры, названного Кито-Риобамба [Campbell C. J., 1970], ориентировки вулканических центров и ряда других особенностей было выдвинуто предположение о наличии левостороннего сдвига Баньос-Котопахи, пересекающего Кордильеру-Реаль. Считают, что он протягивается от вулкана Пичинча (вблизи Кито) через вулкан Котопахи и далее до вулкана Яупи на перуанской границе.

Депрессия Кито-Куэнка. Представляет собой межгорный грабен, отделяющий Кордильеру-Реаль от Западной Кордильеры. Он нарушен многочисленными разломами зоны нарушений Долорес-Гуаякиль, упоминавшейся выше. Рассматриваемый грабен служит продолжением колумбийской впадины Каука и, подобно последней, разделен на ряд более мелких бассейнов поперечными поднятиями, большей частью скрытыми под толщами плиоценовых и четвертичных вулканитов. Краевые разломы создали ослабленные зоны, по которым и происходило излияние лав. Борта впадины ограничены цепочками вулканов, увенчанных снежными шапками («Аллея вулканов» Гумбольдта).

Западные Анды. Это — андийская горная цепь, сложенная преимущественно меловыми эвгеосинклинальными породами. На широте г. Гуаякиль хребет рассечен разломом Долорес-Гуаякиль, разделяющим горы на два самостоятельных сегмента.

На севере страны расположена Западная Кордильера — продолжение одноименного хребта, протягивающегося из Колумбии. Эти горы сложены умеренно и сильно деформированными мезозойскими эвгеосинклинальными породами, прорванными телами гранодиоритов, которые образуют крупную дугообразную интрузивную зону предположительно эоценового возраста. Исходя из гипотетической модели строения региона в основании гор залегает мезозойская океаническая кора.

На юге Западных Анд находится слабо выраженная гряда или «горный пояс» Амотапе-Чанчан, служащая продолжением перуанских гор Амотапе. Западная часть этой гряды сложена высокометаморфизованными, возможно, докембрийскими породами, а на востоке ее развиты меловые отложения как эвгеосинклинальных, так и шельфовых фаций, местами перекрытые четвертичными вулканитами. Образования этой части Западных Анд также прорваны гранодиоритовыми интрузивами, но если в Западной Кордильере они образуют дугообразную структуру, то в пределах гряды Амотапе-Чанчан интрузивные тела имеют в плане более изометричные очертания и расположены незакономерно, без видимого структурного контроля. Хотя значение различий в расположении интрузий еще не ясно, они подчеркивают роль зоны разломов Гуаякиль-Долорес как границы крупных структурных провинций.

Прибрежная депрессия. Это — неглубокая структурная депрессия, расположенная перед фронтом Анд. На большей части ее площади эвгеосинклинальные меловые образования фундамента обнажены либо залегают на небольших глубинах. Однако две осложняющие ее впадины — Борбон на севере и тройная впадина Дауле-Кининде-Хипихапа на юге — заполнены морскими третичными осадками мощностью до 3 км.

В строении региона важную роль играют разрывные нарушения. Обширные пологозалегающие или слабо дислоцированные впадины разделяются интенсивно смятыми в складки и нарушенными разломами поднятиями. Разрывы прямолинейны и, хотя и вызывают значительные локальные деформации пород, как правило, не являются границами фациальных зон. Возможно, что это указывает на преобладание среди них горизонтальных сдвигов. Такой тип дислокаций получил название «складчатости скалывания», по-видимому характерной для всего Тихоокеанского подвижного пояса.

Тихоокеанский береговой хребет. Его образует дугообразный пояс частично погребенных блоковых поднятий. По-видимому, он является продолжением одноименной горной цепи, заходящей на территорию Колумбии из Центральной Америки и протягивающейся вдоль Колумбийского побережья до м. Корриентес, где она погружается в глубь океана и представлена на его поверхности только о. Горгона. Этот хребет вновь выходит на побережье в северной части Эквадора, где и образует дугообразный пояс поднятий: Рио-Верде, Джама, Тосагуа и Колонче-Чоньон. Этот структурный элемент относится скорее к Центральноамериканскому орогеническому поясу, чем к Андам. Интересно отметить, что его южная оконечность, включающая последние из названных выше поднятий, упирается в Андийскую систему почти под прямым углом.

Западная прибрежная зона (литораль) и континентальный шельф. Это малоизученная пограничная область между континентом и океаном. Тихоокеанский береговой хребет ограничен структурной впадиной, большая часть которой расположена на акватории и практически неизучена. В эту область входят также две небольшие прибрежные впадины, заполненные третичными осадками: Манта и Эсмеральдас-Муйсне.

Зал. Гуаякиль. На территории залива установлена уникальная структура Тихоокеанского побережья Южной Америки. Залив образует единственный значительный изгиб побережья, возникновение которого, по-видимому, обусловлено пересечением двух систем тектонических нарушений. С одной стороны, изгиб приурочен к крупной широтной структуре, пересекающей не только Южноамериканский материк, но и прилегающие участки океанического дна. Эта структура выражена зоной разломов Романш в центральной части Атлантики, Амазонской впадиной, разделяющей Гвианский и Центральнобразильский щиты, и Галапагосской зоной нарушений в Тихом океане. Возможно, что к этой же системе относятся крупные разрывы, ориентированные параллельно побережью п-ова Санта-Элена. С другой стороны, зал. Гуаякиль расположен на том участке, где система разломов Долорес-Гуаякиль погружается в сторону океана, вызывая, очевидно, правосдвиговое смещение по отношению к Перуанскому желобу.

Эквадор расположен в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса, и для него характерны многочисленные сильные землетрясения. Эпицентры землетрясений приурочены к двум основным зонам, одна из которых протягивается вдоль мегасдвига Долорес-Гуаякиль, другая, возможно, связана с северным окончанием Перуанского желоба. Как и повсюду в Андийской горной системе, глубины гипоцентров возрастают к востоку: в прибрежном поясе они не превышают 70 (мелкофокусные), в Андах составляют 130—180 (среднефокусные), а на западе

Гвианского щита, за границей Эквадора, достигают 550—650 км (глубокофокусные землетрясения).

Галапагосский архипелаг. Картина строения Эквадора не была бы полной без характеристики островов Галапагос, расположенных почти в 1000 км от Тихоокеанского побережья. Эти острова с их уникальной фауной и флорой, изученной впервые Ч. Дарвином, не только дают важный материал для современных эволюционных построений, но и представляют значительный интерес с геологической и океанографической точек зрения. Они вулканического происхождения, лежат у западной окраины подводного хр. Карнеги и ограничены на севере Галапагосской зоной нарушений — крупной системой широтных разломов. В ландшафте архипелага преобладают вулканические конусы, кратерные озера и лавовые поля.

Модель строения коры

Геофизические исследования, позволяющие судить о глубинном строении территории Эквадора, еще не проводились, поэтому мы можем составить лишь самое общее и предварительное представление о структуре коры в этом регионе. На рис. 2 приведен гипотетический профиль, где показано, что континентальная кора Гвианского щита достигает на востоке страны мощности 35 км, а в западном направлении утоняется и выклинивается в Андах. К западу от щита расположен пояс океанической коры, находящийся, по-видимому, в процессе разрастания и причленения к щиту.

Положительные гравитационные аномалии на территории колумбийской Центральной Кордильеры свидетельствуют о том, что горы лишены корней, сложенных относительно легкими породами, наличие которых характерно для многих орогенических поясов. Создается впечатление, что Эквадорские Анды образованы маломощным слоем кембрийских сиалических пород, перекрытых фанерозойскими изверженными и метаморфизованными геосинклинальными образованиями. Кроме того, частично на основании исследований, проведенных в Колумбии, можно предположить, что изверженные и метаморфические породы молодеют по мере движения вкрест простирания Анд в направлении с востока на запад.

Покровы и гравитационные оползания, отмечающиеся, например, в Альпах и, возможно, частично на территории перуанских и боливийских Анд, совершенно отсутствуют в Эквадоре. Вместо этого в их строении преобладают крупные линейные нарушения, интерпретируемые как поперечные разломы. Из них наиболее значительна система Долорес-Гуаякиль, которая исходя из положений современной тектоники плит соответствует зоне сочленения (в мезозое и начале третичного периода) Континентальной плиты северной части Южной Америки и океанических Кокосовой и Карибской плит, двигающихся относительно материка в северном и восточном направлениях. Постумные смещения по этой линии, возможно, продолжаются и по сегодняшний день, вызывая вулканические извержения и землетрясения.

Полезные ископаемые

Поверхностные нефте- и газопроявления, обнаруженные на п-ове Санта-Элена, издавна привлекали внимание к этому району Эквадора. В 1913 г. здесь было открыто месторождение Анкон, давшее на конец 1969 г. 94,4 млн. баррелей (около 12,5 млн. т) нефти. Вместе с несколькими другими небольшими месторождениями суммарная добыча нефти в Эквадоре на 31.12. 1969 г. составила 102,8 млн. баррелей (13,8 млн. т) нефти. Однако эти месторождения уже почти нацело истощены; ежегодная добыча нефти в начале 70-х годов составляла всего 1,5 млн. баррелей (около 200 тыс. т).

В 1967 г. по результатам успешного бурения на нефть в провинции Орьенте там была начата обширная программа поисково-разведочных работ, приведшая к открытию в северной части одноименной впадины нескольких крупных нефтяных месторождений. Поиски продолжаются в южном направлении, и нет сомнения, что открытие трансандского нефтепровода отведет Эквадору место в числе стран — экспортеров нефти.

Россыпное золото добывалось еще до завоевания страны испанцами. Незначительная добыча его в районе Эсмеральдас и в провинции Орьенте продолжается до сих пор. Выявлен ряд зон рудной минерализации, особенно в поясе Амотапе-Чанчан; в настоящее время проводятся предварительные исследования с целью выявления перспектив медеоносности. В соответствии с гипотезой тектоники плит рассеянное медное, а также молибденовое оруденения должны были образоваться в мио-плиоцене.

К. Дж. Кемпбелл

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Campbell, C. J., 1968. «The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting», Trans. 4th Caribbean Geol. Conf., Trinidad, 247—261.

Campbell, C. J., 1970. Guide to the Puerto Napo Area, Eastern Ecuador, with Notes on the Regional Geology of the Oriente Basin. Quito: Ecuadorian Geol. Geophys. Soc., 40 p.

Campbell, C. J., 1974. «Ecuadorian Andes», in: A. M. Spencer, ed., Mecozoic—Cenozoic Orogenic Belts. London: Geol. Soc., Spec. Publ. 4, 725—732.

Colman, J. A. R., 1970. Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. Quito: Ecuadorian Geol. Geophys. Soc., 34 p.

Gubler, Y., Ortynski, I., 1966. Informe Geologico Preliminar sobre las Posibilidades Petroliferas de las Cuencas Sedimentarias del Ecuador. Quito: Minist. Indus. y Comercio, 94 p.

Sauer, W., 1971. «Geologie von Ecuador», Regionalen Geologie der Erde, vol. 11. Berlin: Gebr. Borntraeger, 316 p.

Tschopp, H. J., 1953. «Oil explorations in the Oriente of Ecuador 1938—1950», Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 37 (10), 2303—2347.

ПРЕДМЕТНО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абляция льда 229
Або, песчаники 342
Абразия морская, волновая 60, 97, 135, 139, 164, 168, 172, 175, 186, 189, 192, 241, 281
Абсарока (Йеллоустон), лавовое поле 384, 386, 390
— мегацикл седиментации 364
— осадочный комплекс 364
— разлом 315
— хребет 315, 316
— цикл седиментации 389
Абсолютный возраст пород, датировки 26, 42, 55, 80, 113, 117, 120, 123, 132, 140, 145, 157, 169, 179, 193, 209, 211, 220, 226, 237, 245, 255, 283, 296, 324, 343, 405, 416, 419, 439, 445, 448, 450, 453, 461, 466
Абюйо, формация 114
Авалон, п-ов 244
Авалонский орогенез 244
— складчатый пояс 370
— срединный массив 244, 245, 246, 247, 249, 252
Аванаверу, долериты 464, 466
Авес, подводный хребет 99
Авондейл, глины 49, 50
«Австралийский (Меланезийский) континент» 12
Австралийская плита, платформа 9, 13, 20, 27, 38, 135, 138, 141, 142, 145, 152, 164
Австралийский кратон, щит 9, 10, 12, 13, 141, 147
Австралийско-Антарктический древний материк 27
— срединно-океанический хребет 12
Австрало-Меланезийская впадина 150
Агассиз, ледниковое озеро 325
Агнатиды 387
Адампада-Фалаватра, группа 445, 448
Аделаида, комплекс, система 15, 31, 33, 43
Аделаида (Аделаидская), геосинклиналь 15, 16, 17, 21, 38, 42, 44, 45, 70, 86
Аделаида-Плейн, зона депрессий 47
Аделаидский складчатый пояс 22
Адирондак, горы 254, 290, 313, 367, 385
— поднятие 280, 369, 371
Адирондакский массив 290
Адмиралтейства, о-ва 138
Азиатская плита 135
Азурит 458
Антутаке, атолл 196
Айдахо, батолит 382
Айдахо-Вайоминг, зона надвигов 389
Айрондекуойт, формация 277
Айроншор, формация 113
«Айсмитте» 229
Айявакас, серия 467
Акаванская тектоно-магматическая фаза 448
Акадский ороген 253
— орогенез 65, 220, 221, 231, 244, 248, 249, 250, 364, 371, 374
— орогенический пояс 221
Аквио, формация 330
Акиоси, орогенез 76, 379, 388
Аккумуляция льдов 229
Аклавик, свод 261
Аконкагуа, горы 422
Аксель-Хейберг, о. 235, 237, 238
Алгебакина, песчаники 46
Алгонкин, гряда 273
— ледниковое озеро 282, 283
— свод 273
Александра, формация 79
Александра I, о. 81, 82
Алеутская островная дуга 316, 318, 319, 320, 321
Алеутские острова 223, 317, 318
Алеутский желоб 320, 321
— хребет 317, 319, 320
Алифан, известняки 169
Аллеганский диастрофизм, орогенез 110, 250, 326, 374
Аллеганское плато 314, 321, 324
Аллегейни, трог 273
Аллеман, известняки 342
«Аллея вулканов» 484
Аллохтоны 244, 248, 285, 303, 371
Алмазы 433, 434, 437, 450, 470
Алофи, о. 205
Алто, известняки 362
Алутом, формация 169
Альбедо 229
Альберта, прогиб 268
— синклинорий 272
Альбертит 253
Альгоманская орогеническая фаза 361
Алькова, слои 389
Альнёиты 161
Альпийский орогенез 149, 151
— разлом 11, 86, 162, 177, 180
Альпинотипный орогенез 386
Альтиплано, плоскогорье 426
— гранитный массив 426
Альто-де-лос-Кучуманганес, горст 401
Альто-Игуасо, поверхность выравнивания 432
Алюминий 469
Алюмолатериты 441
Алюмофосфаты 215
Аляска 220, 222, 310, 317—321
Аляска, зал. 319, 320
Аляски вращение 321
Аляскинский континентальный шельф 317, 319
— хребет 318, 319
Аляскиты 237, 317
Амабел, группа 276
Амадиес, авлакоген, впадина 10, 15, 16, 17, 32, 33, 34
— соленое озеро 29
Амазонка, р. 415, 425, 428, 443, 468
Амазонская впадина, синеклиза 418, 420, 430, 444
— низменность 415, 427
Амапа, серия 445
Амарилло, зона разломов 347
— хребет 352
Амблигонит (руда лития) 469
Амбрим, о. 154, 157
Американская плита 103
Амигдалоиды 99, 207, 472
Аммониты 32, 46, 82, 119, 133, 146, 150, 229, 425, 462
Амотапе, формация 480
Амотапе-Чанчан, складчатый пояс 480, 484
Амстердам, о. 93, 96
Амунд-Рингес, о. 240
Амфибии 18, 49, 86
Амфитеатр, группа 24
Амхерстберг, карбонаты 277, 279
Анадарко, геосинклинальный прогиб 361
Ана-Мария, депрессия 115
Анатексис 23, 80, 304, 448
Ангилья, о. 129, 131, 132
«Английский кратер» 126
Андезитовая линия 135, 149, 162, 163
Андерсон, впадина 268
Андийская геосинклиналь 182, 455, 478
«Андийская провинция» 76
Андийские батолиты 453, 454, 462, 478
— прогибы 419
Андийский интрузивный комплекс 81, 89, 90
— орогенез 82, 88, 424, 474, 478, 483
— орогенический пояс 417, 418, 419, 420, 480
Андийское нагорье 424
Андреландия, группа 416
Андрос 98, 103, 104
Анды (Южно-Американские Кордильеры), горная система 75, 88, 222, 411, 415, 425
Анды Аргентинские 422
— Венесуэльские 434, 435
— Карибские 434, 435
— Колумбийские 452
— Перуанские 415
Анегада, о. 101, 108, 110
— пролив 108, 129
Анет, формация (глинистые сланцы, доломиты) 341
Анимас, песчаники 341
Анкарамиты 95, 154, 194, 303
Анкаратриты 215, 216, 217
Анкомпангре, поднятие 388, 389
Анн, песчаники 46
Аннаполис, долина 242
Антарктанды 75
Антарктида 13, 40, 75—86
— Восточная 15, 75, 77, 83, 84, 86, 94, 96
— Западная 13, 75, 76, 77, 83, 86, 96
Антарктический «архипелаг» 75
— горст 75
— ледяной щит 74, 75
— континентальный шельф 96
— кратон 86
— полуостров 75, 81, 82, 83, 87, 88, 90
Антарктико-Индо-Тихоокеанская провинция 150
Антигуа, о. 121, 129, 130
— формация 121
— хребет 121
Антикости, впадина 290, 291, 295, 296
— остров 246, 249, 251, 290, 291
Антильская геосинклиналь 99
— островная дуга 98, 101, 102, 114, 129, 480
Антильский складчатый пояс 98
Антиокийский батолит 482
Антлерский орогенический пояс 221
— орогенез 221, 315, 316, 336, 379
Антрацит 183
— впадина 323
Антрим, плато 15
— платобазальты 11, 15
Апатиты 215, 307

Апату, долериты 464, 467
Апотери, базальты 438, 440, 445, 447
Аппалачи, горная система, горы 221, 231, 290, 295, 314, 321, 329
— Древние 312, 314
— Новые (Юные) 312
Аппалачская геосинклиналь 231, 243, 244, 246, 250, 251, 252, 290, 293, 314
— «революция» 251, 326
Аппалачские структуры 295, 309, 325, 326
Аппалачский диастрофизм 251
— кратон 325
— ледник 243
— орогенический складчатый пояс 221, 242, 254, 309, 311, 314, 321, 325, 360, 367, 369, 373
— орогенез 221
— регион 311, 314, 321—327, 367
Аппалачское нагорье 321
— оледенение 323
— плато 312, 313, 321, 323, 325, 367, 372
Апхем, известняки 342
Аракса́, группа 416
Арама, серия 416
Арандел, формация 330
Аранта, интрузивный комплекс 10, 15, 31, 32, 33
— кратоген 19
Арапей, лавы 473, 475
Арарас, группа 417
Арарас-Корумба-Итапукуми, толща 417
Арафура, впадина (бассейн) 15, 31, 33
Арафурское море 29, 140, 141, 142 147
Араша, серия 428
Арбакл, горы 313, 360
Арброт, трог 35
Аргентина 421—425
Арикари, группа 350
Арисейг, группа 249, 250
Аркагенез 338
Арканзас, р. 345
— *прогиб* 361
— складчатый пояс 361
Аркаринга, впадина (бассейн) 39, 45
Аркона, ледниковое озеро 282
Арктическая плита 231
— прибрежная равнина Канады 231, 233, 241, 267, 319
— тектоническая провинция (Аляска) 319
Арктический архипелаг Канады 220, 223, 225, 228, 231, 233—242, 255, 319
— склон Аляски 317, 318, 319
Армина, серия 445
— формация 443, 465, 467
Армина-Хаймарака, формация 443
Арнем, интрузивный комплекс 31, 33
Арройос 335
Арсенопирит 28, 433
Ару, о-ва 142
Аруба, о. 127, 128
Аруба-Орчила, антиклинорий 127
Аруна-Крик, известняки 44
«Архео-Фиджи» 165
Археоциаты 32, 79, 80, 265, 296
Асбест 233, 246, 259, 266, 367, 375, 433, 437
Асбестос-Рейндж, геоантиклиналь 54, 60
Асболан 433
Асенсио, формация 473
Астролябия, рифы 140
Асунги, группа 417
Асфальт 114, 122, 133, 435
Асфальтит 426
Атабаска, оз. 230, 232
Атиу, о. 196
Атлантическая Высокая равнина (Канада) 242
— окраина 220, 223
— серия (базальты) 135
— фаунистическая провинция 251
Атлантические провинции Канады 242—254
Атлантический водосборный бассейн 415
— континентальный шельф Канады 243
— океан 87, 95, 110, 206, 215, 218, 251, 281, 329, 415, 441 450, 475
Атлантического океана раскрытие 218, 251, 254
Атоллы 135, 139, 161, 164, 172, 191, 195, 200, 206, 214
— гигантские 161
— древние 140
— погруженные 165, 188
— поднятые 130, 132, 140, 161, 168, 192, 196, 199, 205, 215
Ауре, прогиб 10, 12, 141, 144
Аустрал-Крик, песчаники 64
Ауталпа, кварциты 43
Африканский континентальный шельф 245
Афро-Южноамериканский додрейфовый комплекс 416, 417
Афтершоки 155
Афтонский пепловый покров 351
Афтонское межледниковье 351
Ацтек, песчаники 84
Ашбертон, хр. 31
Аш-Холлоу, формация 350
Багалла, формация 67
Багамская плита 98, 103, 105, 114
Багамские о-ва 98, 102, 103—107, 109, 222
Базальтовые провинции 82
Базальт-спилит-кератофировая формация 377
Базаниты 94, 96, 124, 201, 203, 215, 219
Бакалар, зона разломов 402
Бакара, поверхность выравнивания 50
— погребенные почвы 50
Баккейн, тиллиты 84
Баккен, формация 269
Бакклуч, слои 47, 67
Бакл, о. 96
Бакли, формация 79
Бакхис, горы 464, 469
Балдог, глинистые сланцы 46
Балдонелл, формация 270
Балконес, зона разломов 357
Балкоракона, формация 44
Баллени, арх. 96
Балтра, о. 211
Бамбуи, группа 417
— цикл седиментации 417
Бамберри, адамеллиты 43
Банганниа, известняки 50
Бангемалл, впадина 68, 70
Банда-Молуккская геосинклиналь 141
Банда, островная дуга 141, 147
Бандаиты 101
Бандемба, группа 26
Банкания, желоб 27
Банкеро, песчаники 44
Банки карбонатные 106, 107, 206
— кольцеобразные 216
— криноидные 276
— рифовые 239, 276
Банкс, о-ва 154, 234
— полуостров 178
Банксии 58
Банф, формация 269
Баньип, пески 51, 52
Баньос-Котопахи, сдвиг 484
Барама, группа 438
Барама-Мазаруни, надгруппа 438, 439, 448, 449
Барбадос, о. 98, 121, 122, 188
Барбадосский подводный хребет 98
Барбудо, банка 121
— остров 121, 129
Баринас, впадина 435
Барит 52, 72, 114, 253, 266, 290, 317, 321, 327, 367, 403, 433, 458
Барлингтон, известняки 362
Барнуэлл, формация 330
Баррейрас, серия 431
Барригада, известняки, 169
Барро-Каньон, песчаники 341
Барроу, о. 18, 72
Бартика, «интрузивный комплекс» 438, 447
Бары песчаные 46, 52, 309
Барьер аккумулятивный 295
— океанический 412
Барьерный хребет (Новый Южный Уэльс) 39, 40, 42
Басс, впадина (бассейн) 11, 17, 18
— остров 273
Басса, поднятие 52, 60
Басс-Айлендс (Берти), группа 277
Бассейнов и Хребтов, провинция 223, 300, 312, 315, 316, 333—338, 378, 380, 381, 383
— структура 222, 333, 335, 337
Бассейны интракратонные 352
— междуговые 24
— межкратонные 427
— островодужные 27, 116
— экзоэеические 316
— эндоэеические 316, 334
— эпикратонные 28
Бассов пролив 19, 52, 53, 58, 61, 66
Баскова пролива орогеническая фаза 66
Бас-Тер, о. 122
Бастион, угленосная свита 84
Батабано, зал. 114
Батерст, граниты 24, 28
—, остров 29
Баттери-Пойнт, песчаники 250
Бауден, *формация* 100, 120
Бауру, серия 432
Бауссер, впадина 261, 266
Бауэр, впадина 266
Баф-Бей, формация 120
Баффина, море 236
Баффинова Земля, о. 230, 234, 237, 239, 241
Бахады (предгорные равнины) 334
Беата, подводный хребет 99
— поднятие 98

Бебедора, формация 430
Бедшот, известняки 288
Бедленды 313, 346, 349
Бедфорд, формация 279
Бей-дю-Норд, группа 250
Бейли, известняки 362
Бей-оф-Айлендс, зал. 179
Бей-оф-Харбор, слои 84
Бейтсфорд, известняки 67
Бей-Харбор, слои 218
Беканкур-Ривер, формация 292, 294
Бексчи, формация 292, 296
Белемниты 150
Белиз (Британский Гондурас) 113, 300, 353, 398, 404—405
Белл-Айл, прол. 295
Белли, формация 270
Беллингсгаузен, о. 96, 200
Белли-Ривер, формация 271, 272
Беллой, формация 269
Беллорамский шток (граниты) 253
Беллона, о. 161
Белмонт, известняки 209
Белт, надгруппа 387
— серия 222, 382
— слои 220
Белтский трог 220
Белые известняки Ямайки, серия 100, 120
Бельяр, обломочные породы 44
Бенамбранский орогенез 11, 15, 23, 24, 27, 64
Беннет, формация 347
Беннисон, межгорная равнина 62
Бентониты 183, 348, 353, 360, 381
Бенчи (абразионные платформы) 140, 163, 175, 198, 199, 201, 202
Беньофа, зона 13, 27, 112, 137, 154, 159, 321, 410
Бербис, формация («Белые пески Гайаны») 440, 441
Бервуд, банка 82
Бердекин, бассейн 35
Береговая формация (о. Гаити) 112
Берегового хребта, геоантиклиналь 266, 267
— геосинклиналь 260
Береговой хребет Канады 223, 231, 259, 265, 267
Береговые горы Аляски 318, 321
Береговые хребты США 312, 316 375, 377, 380
Бериа, формация 279
— песчаники нефтеносные 327
Бериллий 72, 252, 433
Беринга, котловина 318
«Берингия» 318
Берингов ледник 318
— «мост» 319
— пролив 223, 317
Берингово море 317, 319
Беркхэд, формация 46
Берлингтон, геоантиклиналь 249
Бермудские о-ва 104, 206—209
«Бермудский пьедестал» 206
Бермудское плато, поднятие 206
Бернардино, гранодиориты 455
Бернсдейл, известняки 67
Бертут, горы 383, 387
Бертутский орогенез 387
Берч-Крик, кристаллические сланцы 320
Бетел, песчаники 362
Биверхилл, формация 269
Биг-Питон, некк 133
Биг-Сноуи, формация 269
Биг-Форк, кремнистые породы 363
Биг-Хорн, горы, поднятие 223, 383, 387
Бикини, атолл 172
Бикмантаун, группа 292, 293
Бикон, группа, надгруппа 70, 80, 82
— комплекс, система 84
— песчаники 75, 79
Бикон-Хилл, формация 330
Билли-Крик, формация 44
Биллингс, формация 292
Бимини, о. 105
Бинлей, блок 35
Биогермы рифовые 36, 276, 296, 364
Биостромы 65, 275
Биота 82
Биоценозы гавайские 211
— галапагосские 211
Биоэрозия 208
Бирдморский орогенез 79, 80
Бисмарка, архипелаг 137—139, 145, 158
— плита 138
Битуминозность 38, 253, 276, 278
Битуминозные породы 38, 53, 56, 58, 183, 226, 229, 233, 272, 276, 278, 294, 433, 458, 470, 473
Битумопроявления 253, 404
Бишоп, пепловый пласт 380
Бланч-Таун, глины 50, 51
Бланш-Пойнт, мергели 49
Блатдейл, группа 26
Блаф-Коф, слои 84
Блафтон, формация 330
Блафф, песчаники 113, 341
Блейден, пачка 330
Блейк, плато 107
Блекли, пески 363
Блек-Рок, аспидные сланцы 84
Бленко, известняки 67
Блисс, песчаники 342
Бломинтон, формация 254
Блу-Маунтин, горы 119, 120
— формация 275
Блу-Маунтинс, горы 376
Блу-Пинион, формация 308, 309
Блу-Ридж, хр. 312, 314, 322
Блэк-Крик, формация 329, 330
Блэк-Минго, формация 330
Блэк-Пойнт, базальты 193
Блэк-Ривер, группа 292, 293
— куэстовый уступ 279
— стадия оледенения 279
Блэк-Хиллс, горы 222
Блэрмор, формация 270
Боа-Виста, саванны 444
Боарнуа, доломиты 292, 293
Бовс-Лейк, антиклиналь 268
Богонг, нагорье 62
Бойлинг-Лейк, оз. 125
Бокерон, вулкан 398
Боккевельд, серия 84
Боккевельдские слои 218
Бокситовый перерыв 467, 468
— пояс 441, 466
Бокситы 15, 19, 32, 34, 38, 55, 58, 71, 110, 111, 119, 120, 161, 167, 169, 170, 171, 183, 195, 360, 437, 441, 442, 444, 463, 466, 468
Болдуин, формация 24
Боливар, желоб 403
— зона разломов 445, 447, 450
Боливарская геосинклиналь 412
Боливия 218, 425—427
Болота мангровые 114, 151, 408, 441
— сфагновые 186, 318, 344
— торфяные 300, 408
Большая Багамская банка 103, 106, 114
Большая долина Калифорнии см. Грейт-Валли
Большая Ньюфаундлендская банка 242, 254
Большие Антильские острова 98, 99, 101, 102, 108—120, 127, 128, 130, 222, 224
Большие Песчаные холмы 38
Больших Антильских островов, хр. 98
Большое Медвежье оз. 220, 230, 267, 271
Большое Невольничье оз. 220, 230, 268, 271
Большое Соленое оз. 334, 384
Большого каньона, орогеническая фаза 336
Большой Абако, о. 103
Большой Австралийский хребет 68
Большой Артезианский бассейн 11, 17, 18, 20, 21, 22, 26, 36, 37, 39, 45, 46, 47, 48, 49, 51, 142
Большой Багама, о. 103
Большой Барьерный риф 11, 36, 38
— — — Кука 149
Большой Бассейн Невады 333, 335, 336, 337, 339, 378
Большой Водораздельный хребет (Австралия) 18, 34, 38, 61, 62
Большой каньон р. Колорадо 316, 338, 339, 343
«Большой кряж Каролины» (см. Кейп-Фир, свод)
Большой Серпентинитовый пояс 18, 24
Бонайре, о. 127, 128
— прогиб 99
Бонапарт-Галф, бассейн (впадина) 15, 32, 33, 68, 70, 71
Бониа, известняки 169
Бонвилл, плейстоценовое озеро 335
Бонидоро, серия, формация 449
Бонин (Огасавара), о-ва 173
Бонинит 174
Бопичи, глины 50
Бора-Бора, о. 199
Бораты 252, 425
Бордерленды 378, 435
Бореаль, формация 292
Бореас, субграувакки 84
Борнит 61, 310
«Борхгревинка орогенез» 81
Босвилл, формация 248
Бостон, бассейн 371
— залив 50
Ботан-Бопре, о. 140
Ботукату, формация 431
Боу-Боу, плато 62
Боулдер, батолит 382
Боунинг, гранитный массив 24
— орогенический пояс 66
Боунингский орогенез 11, 24, 64
Боуэн, впадина (бассейн) 11, 17, 18
Боуэнский орогенез 28
— прогиб 35, 36, 37, 268
Бофорт, впадина 328

Бофорт, формация 330
— серия 84
Брандор, формация 244, 245, 295
Бразилия 215, 218, 427—433
Бразильский седиментационный и тектоно-магматический цикл 416
Бразильский щит 425
Бразильское плоскогорье 420, 427, 471
Брайд-Вейл, ледниковые отложения 278
Брайн-Моур, формация 330
Брайтсит, формация 330
Браннерит 259
Браун-Маунтин, группа 246
Браунс-Крик, глины 67
Браус, впадина (бассейн) 70, 71, 72
Брахиоподы 24, 32, 54, 58, 63, 64, 65, 70, 82, 145, 218, 246, 275, 293, 294, 296, 387, 430, 431
Бревард, зона разломов 325
«Брекчия из Саррамеа» 150
Брендивайн, формация 330
Бренсфилд, прол. 90
Бретонская орогеническая фаза 364
Бриджуотер, формация 50, 51, 52
Бримстон-Хилл, о. *129*
— формация 129
Брисбен, блок 25
— геосинклиналь 17
Британская Колумбия 259, 261
Брито-Арктическая провинция 229
Бродтоп, впадина 323
Бродуотер, формация 351
Брокен-Ривер, бассейн, прогиб 35
Брокен-Хилл, блок 21
Бронсон-Хилл, антиклинорий 373
Бруквилл, песчаники 25
Брукс, хр. 317, 319
Брул, глины 348, 349, 350
Брусит 259
Бруске, группа 417
Буа-Блан, куэстовый уступ 279
— формация 277, 279
Бувс, о. 91, 95
Бугенвиль, о. *159*
Бука, о. 159
Букпарнонг, слои, формация 49, 56
Булкунда, бассейн 45
Букан, песчаники 50
Булобуло, газоносная структура
Буниа, филлиты 36
Бура, серия 43
Бурро-Бурро, группа 439
Буртанна, трог 45
Бурый железняк 34, 47, 327
Бутия, п-ов 233, 234, 240
— зона разломов 241
— поднятие 238, 239
Бухты «карманные» 208
Буэна-Виста, формация 473
Буэнос-Айрес, сьерры 416, 418, 420, 422, 423
Бэрд, вулканиты 47
Бэрпо, формация 270
Бэр-Рок, формация 269
Ваавааа, вулканиты 191
Вавау, о-ва 162, 164
Ваианае, серия 190
Ваиманало, о. 188
Ваимеа-Каньон, серия 190
Ваирау, разлом 178
Вайомайд, горный пояс 383, 389
Вайоминг, бассейн 315, 381, 383, 389
Валаду, формация 216
Валдерс, стадия оледенения 278
Валдерский ледник 282
Вален, группа 226
Валентайн, формация 350
Валле-де-Анжелес, группа 409
Валле-Сентраль, долина 114, 410
Валхалла, синклинорий 64
Валы береговые 309, 389
Вальмонт, известняки 342
Вальдек, гигантская кальдера 386
Ванадий 343, 344
Вангард, формация 270
Ван-Димен, бассейн 30
Ванкувер, о. 259, 260, 262, 265
Вануа-Лава, о. 156, 157
Вануа-Леву, о. 164, 166, 167
Вануа-Мбалаву, о. 166
Варвиты 431
Вареорино, дациты 179
Вартаканская фаза складчатости 42
Ватулеле, о. 166
Ваукеша, доломиты 362
Вашингтон, о. 197
Великих озер, регион *220*
Великие равнины Канады 231, 267—272
Великие равнины США 223, 311, 312, 334, 338, 344—353
Веллингтон, гряда, плоскогорье 62, 237
Венесуэла 98, 127, 133, 433—437
«Венесуэльская Гвиана» 416
Венесуэльская котловина 98, 99, 101, 110
Венесуэльско-Перуанский прогиб 420
Вергас-Пенья, каолиновые глины 435
Верхнего озера, нагорье 312, 313
— провинция 231, 256, 257
— *синклиналь* 313
Верхнее озеро 248, 254, 360
Верхняя мантия 27, 135, 194, 223, 336, 337, 354
Вест-Индия (Карибский регион) 98—134
Вестуотер, песчаники 341
Взбросы 64, 231, 244, 324, 422
— типа «Флер-де-лис» 385
Виалуку, серия 190
Вианаматта, группа 25
Вивиан, формация 482
Виксберг, слои, формация 358
Виктории Земля 75, 79, 81, 82, 84, 86
Виктор-Харбор, *граниты* 45
Виктория, р. 29, 30
Виктория, регион 15, 16, 19, 20, 24, 61—68
— группа 84
Виктория (Квамбатун), пески 49
Виктория-Ривер, впадина (бассейн) 31, 33
Виллидж-Велл, формация 46
Вилпена, серия 43
Виндзор, группа 253
Виннипег, оз. 230
— *формация* 269
Винсентаун, формация 330, 333
Виралем, формация 275
Виргинская банка 108, 110
— впадина 109
Виргинские острова *98, 99, 108—110*, 127, 129
Вирреалпа, известняки 44
Вискайно (б. Куэранда), *формация* 474
Висконсин, свод 361
— хребет 79
Висконсинский ледник 282, 366
Висконсинское оледенение 186, 209
Висмут 18
Витерит 266
Вити-Леву, о. 164, 165, 166, 167
Виттербергский комплекс 218
Виту, о-ва 138
Витязь, желоб 12, 161
Вишну, формация (кристаллические *сланцы, граниты) 341*
Внутренние Бассейны Северной Америки 290
Внутренние плато США 313
Водопадов, зона, линия 253, 322, 327, 329, 331
Водораздел о. Северного 180
Водоросли 32, 82, 119, 160, 163, 193, 217, 293, 294, 387
Водоросли кораллиновые 208
— строматолитовые 385
Воды артезианские 195, 353, 440
— грунтовые *16, 18, 167, 195*, 347
— ледниковые 242, 267
— подземные *18*, 107, 108, 195, 333, 353, 360, 470
— термальные 166
— ювенильные 188
Вок-Вук, мергели 67
Вольфрам *18*, 34, 56, 61, *183*, 252, 267, 327, 381, 403, 425
Вольфрамит 61, 267, 327, 426
Вореаль, формация 292
Восточная Сьерра-Мадре (см. Сьерра-Мадре)
Восточно-Африканский рифт 337
Восточно-Бразильский щит 474
Восточно-Гренландская геосинклиналь 227
Восточно-Гренландский складчатый пояс 227
Восточно-Европейский Балтийский щит 228
Восточно-Сибирский шельф 319
Восточно-Тихоокеанская зона спрединга 222
Восточно-Тихоокеанская (Карибская) плита 222, 403, 408, 409, 411
Восточно-Тихоокеанское поднятие 213, 306, 338
Восточный Фолкленд, о. 218
Впадины межгорные 18, 45, 223, 228, 249, 267, 312, 334, 339, 343, 347
Врангеля, о. 319
— хребет 321
«Вторичный прогрев» 370
Вудбайн (Таскалуса), слои, формация 358, 359
Вудбенд, формация 269
Вудбери, формация 330
Вудларк, подводный хребет 159
Вудридж, известняки 46
Вулканизм 12, 16, 20, 32, 37, 44, 65, 70, 83, 88, 91, 96, 100, 121, 130, 148, 159, 166, 177, 185, 198, 220, 232, 257, 266, 308, 316, 321, 337, 343, 374, 391, 419, 426, 431, 453, 462, 485
— современный *125*, 138, 139, 146, 156, 180

Вулканиты внекальдерные 190
— внутрикальдерные 191
Вулканическая провинция Центральной Америки 398
Вулканические основания (цоколи) островов 126, 128, 131, 135, 136, 137, 140, 155, 161, 165, 168, 174, 175, 193, 198, 199, 203, 204, 205, 206, 210, 212, 213, 214, 215
Вулканические острова Дарвинова типа 135, 139
Вулканический пояс Новой Зеландии 179, 180
Вулканическое нагорье Сальвадора 413
Вулканокластические образования 135, 145, 155, 165, 301, 320
Вулканомиктовые породы 128, 156, 207, 216
Вулкано-тектонические депрессии 102, 211, 414
Вулканы базальтовые 84, 199, 203, 316
— гавайского типа 154, 166, 193, 194
— посткальдерные 138, 153
— центрального типа 26, 93, 124, 153
— щитовые 92, 94, 166, 170, 185, 186, 188, 189, 201, 202, 205, 210, 212
— щитообразные 82, 213
Вулломин, флишевый клин 27
— формация 25
Вулломин-Тексас, блок, желоб 25, 28
— комплекс 28
Высокие плато Юты 339, 340
«Высокие равнины» 311, 313, 344, 346, 348, 350
Высокий Силл 450
Выщелачивание, процесс 48, 66, 157, 277, 279
Вьекес, о. 117
Вьенна, известняки 362
Вэгуотер, формация 100, 120
Габбераманда, песчаники 46
Гав, п-ов 29
Гавайи, о. 184, 185, 188, 193
Гавайиты 193, 194
Гавайский архипелаг 175, 176, 183—196, 198, 205, 310, 316
— желоб («ров») 188, 193
— подводный хребет 188
— свод 188
Гадриний 230, 231, 234, 244, 258
Газ природный 52, 61, 72, 179, 272, 283, 289, 290, 344, 352, 359, 360, 381, 411, 426
Газоконденсат 179, 183, 289, 352
Газы магматические 125, 188, 194, 195
Гаити, о. 98, 99, 103, 108, 110, 111, 112, 113, 114, 122
Гайана 437—442, 469
Гайанская (Гвианская) впадина, геосинклиналь 449, 467
Гайанский шельф 440
Гайанско-Венесуэльская геосинклиналь 449
Гайоты 135, 216, 217
Галапагос, о-ва 198
Галапагосская вулканогенная свита 210
— зона разломов 210, 484, 485
Галапагосское плато 210
Галвец, банка 171
Галенит 28, 61, 229, 253, 258, 272, 426
Галенит-сфалеритовые руды 272
Галили, бассейн 17, 35, 36
Галина, доломиты 362
Галит 112, 277, 354
Галифакс, формация 246
Галл-Ривер, формация 275
Галокинез 356
Галфская геосинклиналь 355, 359
— стратиграфическая серия 359
Гамбир, известняки 67
— прогиб 45, 46
— серия 49
Гамильтон, группа 277, 279
— куэстовый уступ 279
«Гангпланк» 344
Ганнинг-Уиангалла, батолит 24
Ган-Ривер, формация 292, 296
Гардарская петрологическая провинция 226
Гардарские слои 227
Гардарский интрузивный комплекс 227
— цикл седиментации 227
Гарлок, сдвиг 337, 378
Гарниерит 149, 152, 433
Гарра, формация 24
Гарцбургиты 95, 96, 151
Гаспе, известняки 250
— п-ов 250, 251, 291
— синклинорий 250
— трог 249
Гастроподы 32, 46, 50, 54, 64, 181, 431
Гатун, формация 410
Гауа (Санта-Мария) 473
Гаузава, разлом 161
Гаусс, эпоха полярности 157
Гауссберг, базальты 77
Гаюиниты 217
Гваделупа, о. 122—124, 125, 129
Гватемала 113, 114, 300, 353, 398, 405—407
Гватемальская котловина 400
— блок 408
— желоб 400, 402
— массив 400
Гвиана Французская 442, 443
Гвианский шельф 468
Гвианский щит 416, 419, 435, 437, 441, 443—451, 452 454, 464, 465, 480, 483, 485
Гвианско-Бразильский мегащит 443
Гвианское краевое плато 467, 468
— плоскогорье 420, 427, 435, 437
Гвианско-Суринамская впадина, геосинклиналь 449
Гейзеры 167
Гейсвилл, песчаники 362
Геликий (Хеликий) 230, 234, 244, 257
Геллап-Токито, песчаники 341
Гематит 71, 152, 246, 272, 310, 433, 458
Гематит-гётитовая руда 272
Гендер-Лейк, группа 246
— зона 248
Геологов, хр. 80
Геомагнитное поле 211
Геотермальное поле 414
Гёринг, формация 350
Гетинг, формация 270
Гётит 152, 259
Гидальго, орогенез 303
— складчатый пояс 305
Гидратизация 215
Гилберта, о-ва 167, 168, 172
Гилдвуд, стадия оледенения 278
Гилейская система 445, 448
Гилейский цикл 445
Гильсонит 343, 344
Гипс 52, 72, 110, 111, 112, 127, 128, 133, 151, 152, 272, 283, 290, 352, 367, 433, 437, 480
Гипсленд, впадина (бассейн) 17, 18, 62, 66
— известняки 67
Гириламбон, антиклинорий 23
— метаморфический комплекс 27
— толща 23
— флишевый клин 27
Гичон, формация 473
«Гласс Хаузес» 38
Гленарм, серия 323
Гленвилл, формация 50
Глен-Дин, известняки 362
Гленелг, группа 67
Глен-Каньон, группа 341, 343
Глен-Фолс, формация 308
Глен-Эйр, глины 67
Глины огнеупорные 38, 133, 195
Глобигерины 122, 133, 147, 150, 169
Глоссоптерисовая флора 37, 82, 215, 419, 431
Гналта, шельф 27
Гов, о. 34
Годвин-Гат, о. 129
— формация 129
Годи, формация 79
Гоильярискуисга, группа 462
Голден-Валли, формация 348
Голденвилл, формация 246
Голер, массив 39, 42
— нагорье 39
— складчатый пояс 42
Голконда, надвиг 336
— известняки 362
Голосеменные 211
Голубые горы 314
Голубых гор, провинция 314, 322, 323, 325, 326
Гольфстрим, течение 114
Гондвана 11, 13, 75, 81, 83, 86, 181, 182, 458
Гондванские породы 422
Гондванский орогенез 88
— эрозионный цикл 431
Гондиты 439
Гондурас 300, 398, 407—409
Гондурасский блок 398, 402
— грабен 401, 408, 414
— залив 401
— массив 400, 401 402, 408, 413
— сфеноchазм 403
Гондурасское нагорье 413
Гониатиты 70, 472
Гонолулу, серия 191
Горда, банка 408
Гордон, известняки 63
Горный хрусталь 403
Гортон, группа 253
Горы глыбовые, сбросово-глыбовые 116, 159, 261, 343
— останцовые, островные 32, 40, 221, 322, 340, 423, 441
— столовые 61, 312, 316, 340, 348, 435, 444

Горячие точки 188
Гот-Айленд, формация 277
Гоф, о. 91, 95, 96
Гояс, никеленосные перидотиты 416
Гравелберг, формация 270
Гравиметрические исследования 106, 141, 155, 157, 194, 232, 254, 325, 336
Гравитационное поле 325, 373
Гравитационные аномалии 106, 141, 155, 157, 174, 175, 180, 207, 325, 373
Грайндстон-Рейндж, песчаники 44
Грампианс, горы 62, 65
Грампианская группа 65
Гран-Лейк-Брук, группа 246
Гран-Суфриер, вулкан 125
Гран-Чако, регион 423
— форланд 424
— природная область 455
Гранге-Бёрн, формация 67
Гранд-Баие, слои 124
Гранд-Каньон, серия 341
Гранд-Лейк-Брук, группа 245
Гранд-Ривер, р. 366
Гранд-Тауэр, известняки 362
Гранд-Тер, о. 108, 122, 123
Гранд-Этан, кальдерное озеро 124
Гранитизация 151, 228, 429, 438, 443, 449, 450
Гранитных дериватов гипотеза 27
Гранитс-Танами, комплекс 31, 33
Граниты-2, серия 443, 445
Граниты-3, серия 443, 445
— гайанские 443
— галиби 443, 445
— карибские 443, 445
Граперос, глинистые сланцы 341
Граптолиты 16, 45, 54, 64, 65, 145, 177, 227, 239, 240, 246, 249, 265, 430, 478
Граувакково-сланцевая серия, формация 80, 89, 90
Графит 372, 374
Графтон, формация 26
Грейама Земля 75
Грейси-Ноб, кремнистые сланцы 362
Грейт-Барриер, о. 176
Грейт-Валли, долина 223, 314, 376, 378
Грейт-Смоки, горы 314
Гренада, о. 98, 114, 127, 130, 131
Гренадины, о-ва 124, 131
Гренвилл, группа 246
— кратон 245, 246, 254, 369
— провинция 231, 256, 257
Гренвильская геосинклиналь 302
Гренвильский ороген 258
— орогенез 230
Гренландский щит 225
Гримсби, кварциты 276
Грин-Маунтинс, горы 367
— антиклинорий 372
Грин-Ривер, впадина 222, 383, 389
— формация 338, 391
Гринхорн, известняки 341
Грин-Хэд, толща 244
Гринпач, метаджеспилиты 42
Грондин, формация 292
Грут-Айленд-Мишен, о. 29, 34
Грязевые вулканы 133
— потоки 186, 218, 219
Гуадалканал, о. 159
Гуадалупе, формация 482
Гуам, о. 169, 171, 175
Гуанигуаникo, пенеплен 100
Гуано 108, 140, 151, 197, 205, 213, 479
Гуаноко, асфальтовое озеро 435
Гуантанамо, депрессия 115
Гуахиро, п-ов 435
Гуаякиль, зал. 484
— разлом 480
— формация 481
Гуаякиль-Долорес, мегасдвиг 480
Губки 32, 54, 82, 122, 208, 430
Гудзон, р. 368
Гудзонов зал. 222, 230, 254, 268
Гудзонский орогенез 220, 231, 257
— складчатый пояс 220
Гудзонское нагорье 370
Гумбольдт, оз. 334
— горст, хребет 336
Гурабо, формация 100, 112
Гурианский орогенический цикл 416
Гурон, ледник 281, 366
Гурон, оз. 230, 273, 277, 283
Гурон (Анимики), серия 361
«Гусиные шеи» (меандры) 343
Гуэлф, формация 276, 277
Дагуа, группа 453, 481
Даймонд-Хед, вулканический конус 186, 187
Дакли, известняки 386
Дакота, группа 389
— песчаники 341, 342
Далат, массив 258
Дальбана, риолиты 467
— формация 465
Данвеган, формация 270
Дандас, желоб 27
Данди, формация 277, 279
Д'Антркасто, зона разломов 153
Дарвина, гипотеза происхождения атоллов 135, 167
Дарвина, поднятие 136, 172
Дарлинг, впадина (бассейн) 24
— разлом 68, 70
Дартмур, формация 67
Датил, плато 339, 340
Даттонская складчатость 44
Датч-Крик, песчаники 362
Датчтаун, доломиты 362
Дафф, о-ва 161
Двустворки 181, 296
Девилс-Тауэр, некк 348
Дегляциация 242, 367
Дегония, песчаники 362
Де-Гоя, габбро 465
Дедвуд, формация 269
Дезирад, желоб, разлом 123, 124
— остров 98, 122, 123, 129
Дейвенпорт, геосинклиналь 31, 33
Дейли (Дейли-Ривер), бассейн 17, 32, 33
— разлом 40
— хребет 31
Декара, глинистые сланцы 362
Делавэр, бассейн 348
Деламирский орогенез 11, 15, 20, 22, 27, 39, 44, 45
Демерара, формация 443, 467
Денали, зона разломов 320
Денвер, бассейн 346
Денисон, хр. 40, 43, 44, 46
Денсиньяма, формация 175
Денудация 20, 28, 129, 150, 218, 305, 316, 321, 332, 364, 449
Десежаду, серия 216
Десепшен (Тейл), о. 90
Десмонезийская стратиграфическая серия 365
Деформации изгиба 30, 288, 336, 337
Де-Челли, песчаники 341
Дешамбо, известняки 292
Джайл, интрузивный комплекс 42
Джаккезианский орогенез 54
Джан-Джук, формация 67
Джарвис, о. 197
Джал (Карстенс), гора 142
Джеймс-Сити, формация 330
Джексон, свод (купол) 355
— стратиграфическая серия 329, 358
— формация 358
Джеммис-Пойнт, формация 67
Джемса Росса, арх. 77, 82, 83
— вулканогенная группа 77, 81, 82
— серия 82
Джерелина, подсерия (тиллиты) 44
Джерила, граниты 42
Джеспилиты 40, 42, 233
Джиджилпа, группа 45
Джоахим, доломиты 362
Джонса, горы 83
Джонсон, о. 197
— лучина 153
Джонстон, о. 197
Джордан, песчаники 362
Джорджина, впадина (бассейн) 15, 17, 31, 32, 33, 34, 35
Джорджиан-Бей, синеклиза 273, 275
Джордан-Ривер, группа 64
Джордж-Ривер, толща 242
Джорджтаун, массив 36, 37
Джупитер, формация 292, 296
Диабазовая формация о. Аруба 127
Диабазовый комплекс 63
Диамиктиты 57, 218, 265
Диапировые структуры, диапиры 43, 44, 70, 106, 133, 232, 240, 353
Диастрофизм, альпинотипный 389
— германотипный 390
Диастрофические движения 16, 157, 272, 290, 312, 379, 380, 386
Диатомеи 122, 281
Диатомиты 38, 310, 381
Диатремы 295, 388
Димон, блок 25, 28
Димонс-Блафф, формация 67
Динозавры 272, 333, 343, 347, 369, 389
Дисковери, формация хребта 84
Дислокации глыбовые 39, 40, 44, 61, 261, 305, 384, 405
Дифференциация магматических образований 193, 194, 210, 213, 229, 401, 428
Дог, о. 129
Докам, глинистые сланцы 342
— группа 348
Дократонные провинции Австралии 28
Долвуд, группа 25
Долина Смерти, пустыня 375
Долкот, гранитный массив 61
Доломитизация, процесс 168, 196, 199, 213, 277
Долорес, разлом 480
Долорес-Гуаякиль, зона разломов 484, 485
Доминика, о. 98, 122, 125, 127, 130,
— разлом 124

Донни, пачка 175
Драгоценные камни (минералы) 23, 39, 433, 458
Драй-Крик, пески 49
Дракенсберг, вулканиты 84
Драммонд, бассейн, мульда 17, 35, 37
«Древние базальты» 66
«Древние Скалистые горы» 220, 221, 347, 384, 388, 389
«Древняя серия» Пуэрто-Рико 117
Дрейк, шельф 28
Дрейф материков 75, 165, 222, 403
— плит 115, 138, 150, 164, 188, 403, 454
Друмлины 241, 279, 281
Дуайка, серия 84
Дуарта (Тина), гора 111
Дуарте, формация 303
Дуги вулканические 12, 13, 88, 101, 129, 130, 132, 138, 157, 161, 223, 400, 462
— островные 23, 24, 25, 27, 64, 65, 89, 114, 124, 128, 130, 144, 149, 158, 164, 170, 175, 252, 317, 409, 462
Дуплин, формация 330, 332
Дуранго, группа, формация 358
Дурасно, группа 472
Дуэйка, ледниковые осадки 218
Дьяблонская складчатость 379
Дьяблотен, вулкан 125
Дэвид-Сити, пачка, формация 351
Дюны береговые 208, 389
— известняковые 68, 186, 191, 206, 216
— песчаные 29, 52, 68, 103, 118, 185, 310, 351, 389, 441
— подвижные 68, 185, 216, 310, 334
— поперечные 206
— современные 186
Жакадигу, серия 430
Жангадо, группа 417
Жекитаи, группа 417
Железные шляпы 48, 259, 413
Железо 15, 34, 36, 48, 52, 71, 111, 112, 114, 133, 152, 167, 169, 171, 183, 233, 258, 259, 267, 272, 307, 313, 360, 367, 408, 425, 426, 433, 434, 436, 441, 458, 463, 469, 473
Желтые известняки Ямайки, серия 111, 120
Жилы рудные 28, 61, 64, 229, 246, 258, 450
Жозеф-Бонапарт, зал. 29, 30, 34
Завадовского о. 89
Зандерей (Белые пески Суринама), формация 441
Западная Австралия, регион 9, 10, 15, 18, 68—72
Западная Прибрежная зона 484
Западно-Австралийский щит 9, 15, 68, 75
Западно-Альпийские тектонические покровы 100
Западно-Антарктическая геосинклиналь 182
Западно-Атлантическая плита 103
Западно-Африканский щит 416
Западно-Индийский подводный хребет 92, 93, 94
Западно-Канадский бассейн 231
Западно-Марианский подводный хребет 172
Западно-Новогвинейская островная дуга 142
Западно-Тихоокеанская плита 173, 174
Землетрясения глубокофокусные 12, 135, 154, 155, 171, 174, 462, 484
— мелкофокусные 12, 89, 102, 126, 135, 154, 159, 174, 194, 378, 410, 462, 484
— среднефокусные 89, 135, 154 174, 410, 462
— эпицентры 135, 154, 186, 188, 217, 326, 373, 410, 454, 462, 479, 484
Зил, гора 29
Золото 16, 18, 28, 34, 37, 38, 52, 53, 56, 58, 61, 71, 72, 110, 114, 148, 152, 161, 167, 183, 233, 246, 258, 266, 290, 317, 321, 327, 380, 391, 401, 403, 408, 409, 412, 413, 433, 436, 441, 450, 463, 469
Золото аллювиальное (россыпное) 55, 157, 426, 434, 442
Золото-медные руды 28, 34
Зоны выклинивания 222
— дробления 151, 152, 259, 267, 309
— металлогенические 36, 258
— метаморфизма 151, 171
— милонитизации 450
— надвигов 261, 289, 372, 377
— обдукции 27, 28
— ожелезнения 48
— окремнения 48
— приливно-отливные 275, 276
— разломов 107, 138, 144, 188, 212, 215, 216, 320, 378, 407
— рифтовые 186, 221, 316
— сейсмические 138, 145, 154, 165
— смятия 64, 253, 352, 401, 449
— спрединга 107, 222, 380
— субдукции 27, 28, 163, 222, 306, 338, 378, 390
— трещиноватости 188, 189, 201, 212
— шельфовые 149, 290, 367, 409, 461
Ивокрама, интрузивный комплекс 438, 439, 440, 447, 448
Иггавик, долериты 226
Игл-Миллс, формация 358
Игл-Миллс-Морхауз, формация 358
Иглокожие 32, 119, 121, 122, 276, 293, 331
Иглфорд, слои, формация 358
Игнасио, кварциты 341
Игнимбриты 11, 31, 57, 128, 180, 216
Игниспумиты 189
Игуаны 211
Идальго, известняки 111, 112
Иддингсит 217
Идзу-Бонин (Идзу-Огасавара), желоб 173, 174
— подводный хребет 171, 173, 174
Идзу-Марианская островная дуга 173, 174
Идзуситито, о-ва 173, 174
Идзуситито-Иодзима подводный хребет 173
Извержения вулканические взрывные 123, 124, 139, 171, 188, 212, 215, 216, 217, 411
— — пелейского типа 125
— — трещинного типа 151, 167, 188, 202
— — фреатические 139
— — фреато-магматические 185, 192
Излияния лав, подводные 80, 101, 108, 110, 111, 112, 150, 154, 155, 166, 188, 189, 195, 202, 211, 379, 450, 453, 478, 481
— субаэральные 111, 118, 166, 195, 212, 221, 223, 262, 316, 478
Изограда граната 371
Изостатические явления 86, 168, 192, 206, 236, 242, 280, 294, 337, 366, 374
Изостатическое выравнивание 147, 284, 283, 366
Иллавара, угленосная свита 25
Иллинойс, бассейн 361, 365
— река 366
Иллинойсская стадия оледенения 365
Иллинойсский ледник 365
Иль-де-Кайенне, о. 445
Иль-де-Кошон, о. 94
Иль-де-Салют, о. 442, 443
Ильменит 28, 72
Иматака, метаморфический комплекс 416
Иматаканский (иматакский) орогенез 438, 445, 446
Императорская островная цепь 188
Империал, формация 269
Инагуа, о. 105
Инаксессибл, о. 91
Инглиш-Ривер, известняки 362
Инглиштаун, формация 330
Инглиш-Хэд, формация 292, 296
Индепенденсия, аркозовые песчаники 457
Инджун-Крик, группа 26
Индийский океан 39, 87, 94, 214
Индо-Тихоокеанская провинция 181
Инклин, разлом (надвиг) 262
Инклинийский орогенез 231
Иннаминка, красноцветы 45
Иннуитский орогенический пояс 228, 232
— регион 232, 234
Иноцерамусы 229
Интер-Лейк, формация 269
Интрузии абиссальные 80, 81, 82
— гипабиссальные 94, 95, 96, 98, 130
— гранитоидные 34, 37, 42, 61, 79, 101, 111, 117, 120, 128, 144, 151, 160, 176, 229, 237, 246, 255, 266, 285, 295, 301, 313, 323, 372, 382, 400, 411, 417, 424, 428, 439, 441, 464, 477
— кольцевые 37, 38, 258
— комагматические 445, 449
— мафические 17, 127, 128, 144, 196, 159, 160, 174, 199, 225, 237, 246, 252, 308, 323, 398, 400, 416, 428, 438, 462, 464, 465, 466
— линейные 177
— пластовые 54, 56, 57, 58, 194, 221, 372, 440
— плутонические 58, 68, 81, 156, 203, 213, 227, 252, 262, 265, 267, 307, 373, 375, 417, 424
— посторогенные 26, 33, 80, 226, 227, 256, 258, 372
— синорогенные 80, 227, 373
— ультрамафические 72, 101, 110, 115, 144, 146, 151, 155, 177, 243, 246, 267, 375, 377, 428, 464
Инувик, плато 268
Инувик-Минто, впадина 268
— свод 268
Ио (Волкано), о-ва 173, 174

Ипакаран, зона разломов 457
Ипсуич, впадина, прогиб 37
Ипсуич-Кларенс, бассейн 35
Ирати, битуминозные сланцы 431, 457
Ириан-Джайна (Западный Ириан) 145
Ирокуой, ледниковое озеро 281, 386
Исабаль, впадина, грабен 402, 407
Исабела (Албемарл), о. 209, 212, 213
Исалько, вулкан 414
Ислас-де-ла-Баия, о-ва 408
Иствью, формация 292
Истерн-Вью, угленосная свита 67
Источники минеральные 51
— серные 126, 128, 133
— термальные 124, 167, 183, 391, 407, 412
Ист-Рорк, формация 270
Истэнд, формация 270
Итабириты 445, 447
Итабораи, грабен 431
Итажай, серия 431
Итаколуми, группа 429
Итаколумиты 429
«Итакуруби» (латериты) 458
Итакуруби-де-ла-Сьерро, хр. 458
Итапукуми, группа 417, 458
Итапукуми, известняки 455
Итатаре, группа 472
Итерингинна, известняки 50
Итусайнго, формация 460
Йасава, о-ва 164, 166
Йеллоунайф, провинция 231, 257
Йеллоустон, р. 345, 376
Йеллоустонское плато 315
Йесо, формация 342
Йессаба, шельф 28
Йилгарн, блок, кратон 9, 15, 19, 66
— комплекс 19
— провинция 15
Йорк-Ривер, песчаники 250
Йорктаун, формация 330, 332
Йоханна-Ривер, пески 67
Йохоа, группа 409
— озеро 408
Каакупу, граниты 417
Кабаллеро, известняки 342
Кабот, вулканогенная свита 244
Кабота, прол. 242
Кабота, разлом пролива 251
Кабот-Хэд, глинистые сланцы 276
Каво-горы 160
Кагуана, пенеплен 100
Кагуэй, известняки 475
Кадели, мергели 49
Кадмий 290
Кадьяк, гора 319
Каикоура, орогенез, складчатость 11, 177, 182
Каилуа, серия 191
Каимуко, базальты 193
Каитане, формация 179
Кайамарка, серия 455
Кайбаб, известняки 339, 341
Кайента, глинистые сланцы 341
Кайетеур, поверхность выравнивания 444
— *формация 449*
Кайкос, о. 103, 108
Кайман, желоб 98, 99, 101, 102, 113, 116, 119, 224, 401, 403, 405, 407, 408
— подводный хребет 98, 113
Кайман-Анегада, желоб 113
Каймановы о-ва 113
Кайо-Фрагосо, о. *114*
Каламиты 65
Калаупапа, базальты 191
Калверт, формация 330, 332
Калгари, выступ фундамента 268
— поднятие *268*
Калгерийская фаза складчатости 42
Каледонский орогенез 227, 228, 272, 449
Калифорнийский залив 224, 306
Калифорния Нижняя, п-ов 224, 300, *304*, 306
Каличе 347
Каллабонна, глины, красноземы 51
Калланна, серия 43, 44
Калло, группа 481, 482
Калусахатчи, формация *331*
Кальдер-Ривер, известняки 67
Кальдеры 95, 101, 124, 138, 166, 171, 189, 201
— вершинные 126, 139, 210, 211
— гигантские *384*, *386*
— обрушения 185, 201, 212
— оседания 65, 131, 166
Калькреты 50, 51, 68, 103
Кальцилютиты 155, 208
Кальцирудиты 155
Кальцисилтиты 276
Камакуа, серия 428, 431
Камалоатль, оз. 413
Камаго, формация 474
Камберленд, группа 253
— низменность 242
— плато 321, 324
Камберленд-Бей, серия
«Каменные деньги» 169
— «реки» *218*
Камеры магматические 156
Камчатка 172
Канадо-Гренландский щит 225
Канадский ледник 242
— *кратон 353*
— щит 220, 221 230, 234, 237, 254, 255, 267, 268, 274, 280, 284, 293, 371, 387
Канаки, доломиты 362
Каналы магматические 215
Канамбланский орогенез 11, 16, 17, 24
Канапоу, серия 190
Канастра, группа 416
Канберра, серия 23
Канзасский ледник 365
Канзасское оледенение 365
Канкаки, свод 361
Канманту, окраинное море 27, 39
— подвижный пояс, трог 11, 22, 44, 45
— *серия 44*
Каннинг, впадина, синеклиза 11, 15, 17, 18, 68, 70, 71
Кантон, атолл 205
«Каноядонес» 423
Канудос, группа 417
Кануку, группа, серия 191, 416, 438, 439, 447, 449
— интрузивный комплекс 438, 439, 440
Кануку-Бакхис, зона смятия 450
Капас-де-ла-Кирикина, слон 178
Каолинизация 46, 48, 66, 253, 472
Каолинит 470
Кап-Вашингтон, группа 228, 229
«Капиды» Южной Африки 219
Капингамаринги, атолл 159
Карбонатная провинция Атлантики *206*
Карбонатные трубки 52
Карбондейл, группа 362
Кардиум, формация 270
Карибская впадина 222
— *плита 102, 113*
— прибрежная равнина 410
— тектоно-магматическая фаза 448
Карибский бассейн 222, 405, 407, 409
Карибское море 98, 102, 110, 111, *113*
Карибско-Тихоокеанский бассейн 415
Карибу, орогеническая фаза (орогенез) 265, 286
Карибы Вулканические 98, 100, 129, *130*
— Известняковые 98, 100, 121, 129, 130
Карири, орогенический пояс 417, 418
Каричано, группа 447
Карлсбад, формация *292*
Кармел, глинистые сланцы 341
Карнарвон, впадина, прогиб 11, 17, 18, 68, 70, 71
Карнеги, хр. 210, 211, 485
Каролайн, о. 197
Каролиниды 227
Каролинские о-ва 159, 169, 170, 172
Каролинский складчатый пояс 228, 323, 325
Каролинский — Соломонов подводный хребет 170
Карпентарий 31, 42
Карпентария, бассейн, синеклиза 17, 35, 36
— *залив 29, 34, 36*
— комплекс, система 15, 33
Карпоиды 64, 65
Карриаку, о. 124
— прогиб 99
— *формация 124*
Карру, долериты 84
— система 84
Карсон, вулканиты 70
Карст 29, 56, 58, 100, 109, 117, 118, *196*, *313*, *405*, *407*
— башенный 117
— кольцевой 100
— конический 116, 119
— тропический 114, 138
Карстовые воронки, пещеры, полости 57, 104, 105, 117, 163, 164, 170, 175, 199
Карунна, поверхность выравнивания 49, 50
Каскадийский бордерленд 378
— орогенез 380
«Каскадия» 376, 378
Каскадные горы 223, 262, 265, 266, 312, 376
Каскалау, формация 270
Каскаскийский мегацикл седиментации 389
Каскаския, серия 388
Касл-Хейн, формация 330
Кассада-Гарденс, галечник 121
Кассета, формация 330
Кассмар, геосинклиналь 266
— горы 261, 262
Касиноанское воздымание 44
Кассиарский орогенез 379

Касситерит 61, 426, 469
Кастл-Ков, известняки 67
Катаклаз 217
Катаракт, группа 276, 277
Катараска, лагуна 408
Катахула, слои, формация 358, 359
Катерин, формация 269
Катлер, аркозы, песчаники 341, 343
Каттер, известняки 342
Катфиш-Крик, ледниковая толща 282
— формация 278
Кау, серия 191
Кауаи, о. 185, 192, 193
Каука, впадина, синклинорий 453, 484
Каула, о. 193
Каупо, базальты 193
— грязевые потоки 190
Каура, трог 23, 24, 27
Кауто, депрессия 115
Кафка, синклиналь 179
Кахили, базальты 193
Кахулави, о. 185, 192
Каэтано, формация 99
Квазикратоны 149, 158, 163
Кварри-Крик, орогеническая фаза 23
Кварциты железистые 71, 259, 290
Квебек, вулканогенно-осадочный пояс 242
— провинция 220, 242
Квебек (Монреаль), впадина 249, 290, 291
Квебекская группа 245, 248
— геоантиклиналь 248, 249
Квилл, вулкан 128
Квинсленд, подводное плато 10, 11, 12
— регион 10, 15, 20, 26, 34—39, 46
Квитаро, группа 438, 439, 447, 449
Кег-Ривер, формация 269
Кегуай, известняки 473
Кеднаови, формация 46
Кейбл-Каньон, песчаники 342
Кейв, песчаники 84
Кейп, система 84
Кейп-Бретон, гора 242
— остров 243, 244
Кейп-Джарвис, слои 45
Кейп-Йорк, п-ов 36, 37, 44, 49
Кейп-Мэй, склон 328
— формация 333
Кейперти, антиклинорий 22
— поднятие 27
— складчатый пояс 22, 23
Кейп-Фир, свод 328, 331, 332
— формация 339
Кейсивилл, группа 362
Кемпси, блок 25, 28
Кенгуру, о. 39, 40, 44, 45
Кенгуру-Крик, пачка 26
Кеннели 360
Кеннонболл, глины 348
Кеноранская тектоно-магматическая эпоха 220
Кеноранский орогенез 220, 230, 231, 256, 257
— складчатый пояс 257
Кенсо, группа 253
Кентербери, равнина 178
— регион 178
Кептенс-Флет—Голборн, синклинорий 23
Кепроки 356, 360
Кергелен, о-ва 94, 95, 96
Кергелен-Хёрд, подводное плато 96
Кеокук, формация 362
Кересуэлло, аркозы 472
Керисбрук, песчаники 50
Кермадек, о-ва 139, 180
Кесуик, глины 51
Кетилидский складчатый пояс 227
Кеттл-Пойнт, формация 248, 249
Кечика, трог 259
Кианит 327
Киватин, стратиграфическая серия 361
Киванаван, серия 361
Кики, серия 190
Кил, кварциты 64
Килауэа, вулкан 185, 188, 189, 193, 194, 195
Килби, формация 330
Килинаилау, о. 161
Килларнейские интрузии 361
Кимбан, складчатость 42
Кимбанская орогеническая фаза 42
Кимбелл, формация 350
Кимберли, группа 67
— синеклиза 68, 70
Кинарука, формация 448
Кинг, о. 61
Кинг-Айленд, поднятие 52
Кинг-Джордж (Ватерлоо), о. 90, 97
Кинг-Саломон, надвиг 262
Киндерхук, стратиграфическая серия 61
Кинкейд, известняки 362
Киноварь 183, 267
Кипахулу, пачка 190
Киписарко, группа 226
Кирквуд, формация 333
Киркпатрик, базальты 79
Киркфилд, стратиграфическая серия 275
— формация 275
Киртланд, глинистые сланцы 341
Ки-Сал, банка 104, 114
Кистон, надвиг 340
Кито-Куэнка, депрессия 484
Кишенен, формация 287
Кламат, горы 376
Кларенс-Моретон, бассейн, мульда 17, 20, 21, 26
Кларион, зона разломов 214
Кларк, разлом 383
Кларк-Ривер, впадина 37
Клейборн, формация 331, 358
Клейтон, формация 329
Клив, метаморфический комплекс 42
Кливаж 110, 252, 253, 261, 325
Клин кластогенный 240, 251, 286, 287
Клинтон, группа 292
Клиппены (клиппы) 247, 371, 372, 382
Клиппертон, зона разломов 213, 409, 410
— остров 213
— подводный хребет 213
Клир-Крик, кремнистые сланцы 362
Клифф-Хаус, песчаники 341
Клор, известняки 362
Клоридорм, формация 248
К'Мудку, фаза милонитизации 447, 450
Книп, группа 127, 128
Коауила, горы 352
— серия 352
Коауильская орогеническая фаза 303
Кобальт 152, 259, 433
Кобар, сланцы 28
— синклинорий, трог 24, 27
Кобблерс-Крик, орогеническая фаза 23
Кобекуид, гора 242
Кобоконк, формация 275
Кобург, формация 275, 292
Ковингтон, формация 283
Кови-Хилл, формация 291, 293, 296
Кокберн, о. 82
Коко, атолл 114
— структурная зона 114
Кокос, атолл, остров 211, 214
— подводный хребет 210, 211
Кокосовая плита 215
Кокосовые (Килинг) о-ва 15, 24
Колвилл, поднятие 268
Колвилл-Лау, подводный хребет 10, 12, 13
Колдбрук, свита осадочно-вулканогенная 244
Колдуэлл, вулканогенно-осадочная толща 245
Колебания уровня Мирового океана 40, 61, 71, 104, 109, 112, 135, 140, 205, 208, 209, 242
— — — — гляциоэвстатические 50, 53, 122, 163, 164, 175, 187, 319
— — — — изостатические 97, 332
— — — тектоно-эвстатические 173
— — — — эвстатические 71, 97, 111, 128, 147, 152, 170, 173, 202, 280, 332
Колеколе, вулканиты 190, 332
Коллекторы нефтяные 320, 352, 427
Колли, впадина 70, 71
Коллингвуд, формация 275
Колоа, серия 190
Коломбангара, вулкан 159
Колорадо, плато 223, 312, 316, 337, 339
— провинция 338—344
— река 338
— формация 270
Колорадо-Вайомингский кратонический шельф 389
Колорадский рудный пояс 390
Колпот-Бей, формация 276
Колумба, группа 417
Колумбийская котловина 98
Колумбийский бассейн 224
— орогенез 232
Колумбийское плато 223, 312, 316
Колумбит 72, 433
Колумбия 259, 451—454
— банка 217
— горы 284
— река 376
Колумбия-Ривер, базальтовые лавы 380
— серия 380
Колумбус, известняки 355
Команчская стратиграфическая серия 359
Коме, флористическая группа 229
Комагматиты 439, 440
Конгари, формация 330
Конгоронг, песчаники 47
Конири-Копакабана, разлом 426
Конкреции 50, 51, 151, 152, 279, 473
Коннектинг-Пойнт, обломочные породы 244
Коннектикут-Велли, синклинорий 371, 373

«Конодонтовая смесь» 279
Конодонты 32, 70, 275
Кононако, свод 483, 484
Консепшен, обломочные породы 244
Континентального дрейфа, гипотеза 75, 188
Континентальное подножие 27, 329
Континентальные мосты 18, 137, 211, 319
— окраины 27, 224, 231, 284, 321, 377
Континентальный водораздел 315
Конусы вулканические бомбовые 210
— — вторичные 185, 188, 199
— — лавовые 91, 94, 185, 188, 196, 202, 205, 213
— — луковицеобразные 185, 189
— — обломочные 188
— — паразитические 82, 91, 93, 200, 203, 213
— — пемзовые 94, 185
— — пепловые 188, 205
— — пирокластические 212
— — посткальдерные 174
— — разбрызгивания 185, 188
— — туфовые 185, 192, 193, 200, 201, 202, 213, 414
— — шлаковые 62, 92, 94, 95, 166, 179, 185, 188, 192, 199, 204, 205, 210
Конусы выноса 50, 51, 54, 120, 133, 178, 186, 221, 281, 316, 319, 334, 469
Конхостраки 65, 79, 82
Коолау, вулкан 192
— кальдеры 186, 194
— серия 191
Копинанг, поверхность выравнивания 444
Коппермайн, свод 268
— серия 237
Копперман-Ривер, формация 258
Кора выветривания, бокситовая 38, 112, 465
— — латеритная 152, 441, 465
Кора континентальная 12, 27, 101, 102, 136, 155, 337, 354, 378, 379
— субконтинентальная 12, 99, 124
Кора океаническая 99, 107, 197, 200, 354, 377, 409, 485
— возраст 164, 172, 175, 176, 195, 196, 198, 199, 201—206, 213—215, 219
Коралловое море 11—13, 36, 140, 144
Коралловые головы 208
Кораллы 25, 58, 64, 109, 119, 121, 133, 208, 277, 294, 296
— крустификационные 163
— мадрепоровые 105
— растущие 71, 127, 186
— рифообразующие 206, 293
Коранна, конгломераты 42
Корантейн, группа 464
Кордильера Береговая Венесуэлы 99, 133, 134
— — Перу 420, 459, 460
— — Чили 476, 477
Кордильера-Бланко (Перу) 460
Кордильера Восточная Аргентины 417
— — Боливии 417
— — Колумбии 435, 452
— — Перу 460, 462
Кордильера Вулканическая (Коста-Рика) 399, 409
Кордильера Гватемалы 406
Кордильера Главная Аргентины 420, 422—424
— — Чили 476, 477
Кордильера-де-Верагуа 411
Кордильера-де-Гуанакасте 409
Кордильера-де-Кондор 484
Кордильера-де-Таламанка 410
Кордильера Западная Колумбии 453
— — Перу 460
Кордильера-Исабелья 410
Кордильера-Мерида 435
Кордильера-Орьенталь 111
Кордильера Патагонско-Огнеземельская 420, 422
Кордильера Передовая (Аргентина) 422
Кордильера-Реаль 480, 481, 484
Кордильера-Сентраль Гаити 111, 112
— — Коста-Рики 409
— — Пуэрто-Рико 117
Кордильера-Септентриональ 111
Кордильера-Такуин 481
Кордильера Тихоокеанская 316, 375, 379
Кордильера Центральная (Колумбия) 452, 453
Кордильерская геосинклиналь 231, 336, 375, 378, 383
Кордильерский орогенез 259, 232
— складчатый пояс 378
Кордильеры Канады 232, 259, 260
— Внутренний пояс 259, 260—262, 265, 267
— Западный пояс 259, 260, 262, 265
— Северо-Американские, горная система 222, 224
— США 315
— Южно-Американские, горная система 416
Кордовес, формация 472
Корни гор 378, 485
Корнуоллис, складчатый пояс 239
Коробление слоев 142, 146, 259, 326
Королевы Мод, Земля 80, 81
Королевы Елизаветы, о. 235
Королевы Шарлотты, о. 259, 260, 262
Коромандел, п-ов, хр. 179, 183
Коронейшен, о. 89, 90
Коропина, формация 443, 467
Кортес-Юинта, разлом 383
Корумба (Мату-Гросу), серия 430, 456
Косвин, серия 452
Коста, прибрежная низменность 480
Коста-Рика 210, 409, 410
Костерфилд, формация 64
Косцюшко, гора, гранитный массив 20, 24, 62
— поднятие 40, 49
— эпейрогеническая фаза 66
Котопахи, вулкан 483
Коттон-Велли, группа 350
— формация 358
Кохала, вулкан, о. 189, 194
— серия 193
Коханси, формация 330
Кочинос, структурная зона 115
— провинция 115
Коэрони, группа 448, 464
Красноцветы 120, 145, 244, 250, 269, 276, 286, 309, 340, 358, 361, 372
Кратонизация 9, 27, 28, 33, 37, 285, 310, 312
Крейзи-Маунтинс, впадина 382
Кремнезем 38, 48, 95, 130, 200, 201, 213, 293
Криноидеи 46, 58, 293, 294
Кристаллический комплекс Бразилии 429
Кроатан, формация 330
Крозе, о. 94—97
Кронпринца Христиана, Земля 228
Кротти, кварциты 64
Крукед-Айленд, о 103
Ксарайес, травертины 458
Куапелле, формация 269
Куба 114—117
Кубанит 258
Кубинская геосинклиналь 116
— орогеническая фаза 115
Кубинский желоб 409
Кубор, антиклинорий 143
Куидонгский орогенез 27
Куинстон, группа 292
— формация 275
Куйаба, серия 457
Кука о-ва 176, 196, 197, 204
— прол. 178, 180
Куксон, формация 248
Кула, серия 190
Кулак, серпентинитовый пояс 27
Кулебра, о. 117
«Кули» 267, 316, 382
Кулпеппер (Дарвин), о. 210, 212
Кумандук, формация 50
Кунамбиджал, формация 52
Куненбери, зона разломов 27
Купер, впадина (бассейн) 17, 36, 39, 44—47
— формация 330
Куперс-Крик, бассейн 35
Курикиана, пачка 46
Куритиба, впадина 432
— поверхность выравнивания 432
Кусевийне, формация 467
Кускоквим, р. 319
Кутеней, свод 287
Куче, глины 133
Кучиверо, комплекс 438
Кучуматанес, плато 407
Куэснел, трог 261
Куэсты 36, 273, 275, 277, 279, 313, 315
Куэтаме, группа 453, 454
— массив 452
— серия 453, 454
Куювини, группа 438, 439
— интрузивный комплекс 438, 439, 447—449
Куюни, формация 438, 439
Куяба, группа 416
Кьюинаван, серия 258
Кэмпбелл, подводное плато 10, 12, 181
Кэптенс-Флэт, трог 27
Кэри, ледниковая толща 306
«Кэри-Дрифт» 366
Кэстл, базальты 193
Кэт, о. 103—105
Кюрасао, о. 127
Лабрадор, группа 293
— море, п-ов 223, 229, 230, 247, 296
— трог 259
Ла-Бреа, нефтеносные песчаники 133
Лаваль, калькарениты 292, 293
Лавальеха, группа 417
— серия 471
Лавдей-Сойл, почвы карбонатные 51

Лав-Ков, группа 246
— формация 244
Лавовые трубки 166, 167
Лавонгай (Новый Ганновер), о. 137, 138
Лаврас, группа 417
— серия 428, 430
Лаврентиды 290
Лаврентийский ледник 241, 242, 244
— ледяной щит 232
Лаврентийское нагорье, поднятие 310, 312, 313, 367
— *подножие* 367
Лавы аа- 166, 185, 188, 189
— *вязкие* 185
— пахоехое 92, 166, 185, 188, 195
— *подушечные* 65, 80, 118, 130, 156, 163, 174, 188, 195, 210, 226, 237, 246, 257, 440, 453
— пузырчатые 157
— сферолоидные 215
— флюидальные 212
Лагнан, зона разломов 144
Лагорк, формация 79
Лагуны 46, 128, 140, 149, 170, 196, 208, 309
— внутренние 167, 175, 198, 201, 203
— кольцевые 204
— современные 151
Лайес, серия 428
Лайкенс, формация 348
Лайн, о-ва 196, 197, 214
Лайонс, песчаники 364
Лайонс-Хэд, формация 276
Лакланская геосинклиналь 16, 21, 24
Лакланский складчатый пояс 11, 20, 22, 23, 24
Ла-Коста, прибрежная зона (Перу) 459
Ла-Крет, формация 111
Ла-Либертад, свод 402
Лалин, зона разломов 357
Ламбрета, ледник 81
Ламбрианские бассейны 16
Ланаи, вулкан, о. 185, 187, 189
— *серия* 191
Ланглад, о. 191
— красноцветная формация 309
Ланин, вулкан 422
Ланс, толща 348
Ла-Палома, формация 472
Лапилли вулканические 204, 210, 216
Ларами, горы 384
— формация 389
Ларамийская фаза складчатости 379
Ларамийский орогенез 100, 101, 110, 115, 127, 232, 289, 316, 336, 346, 384, 403, 407, 409, 482
— орогенический пояс 222, 223
Ла-Салл, горы 338
Лас-Вегас, зона смятия 337
Лас-Вильяс, разлом 115
— структурная зона 115
Лас-Каобас, формация 111
Ласкано, серия 472
Латеритизация 19, 29, 150, 152, 157, 198, 199
Латериты 32, 38, 55, 110, 119, 122, 203, 409
— железистые 71, 114, 152, 458
— *никеленосные* 34, 112, 407
Латроб-Вэлли, угленосная свита 67
Лау, котловина 163
— о-ва 139, 164
— подводный хребет 163
Лафониан, песчаники, тиллиты 84
Лафонская серия 218
Лахаина, серия 190
Лахары 406
Лахонтан, плейстоценовое озеро 335
Лашин, формация 292
«Лающие пески» 186
Ле-Сент, о. 122, 123
Леверетт, формация 79
Ледвилл, известняки 341, 388
Ледники активные 376
— *альпийского типа* 59, 83, 420
— горные 59, 178, 306, 317, 319
— *долинные* 59, 386
— каровые 143, 368, 386
— *континентальные* 45, 58, 83, 243, 368
— периферические 225
— предгорные 189, 229, 317
— шельфовые 75
Ледниковая штриховка 32, 309
Ледниковое подпруживание 366
Ледниковые долины 182
— покровы 271, 279, 365
— поля 259, 319
— цирки 424
— языки 182
Лейк-Фром, группа 44
Лейк-Чарли, формация 270
Лейк-Эйр, бассейн 50
Лейк-Энтранс, формация 67
Лейтер, грабен 383
Лелидроп, пески 467
Лемберта, ледник 80
Леолтено, слои 84
Леоне, серия 201
Леонос, глинистые сланцы 468
Лерай, *известняки* 292, 294
Лёллингит 28
Лёсс 182, 190, 347, 351, 353
«Лёссовые куколки» 474
Ли-Парк, формация 270
Лиард, плато 234, 286
Либо, глины 348
Ливингстон (Смоленск), о. 90
Лигниты 58, 120, 133, 254, 266, 272, 329, 348, 359, 360, 384, 391, 403, 437
Лимонит 71, 411
Лингл, известняки 362
Линеаменты 49, 103, 113, 157, 216, 217, 262, 266, 337
Линии течения 257
Линчберг, формация 323
Лисайд, ледниковые глины 278
Литий 259, 425, 469
Лититы 44, 58
Литотамнии 127
Литтл-Бэр, формация 270
Литтл-Питон, некк 133
Литтл-Салина, известняки 362
Литтл-Фоллс, формация 274
Лифу (Лифоу), о. 140
Лихир, о-ва 158
Личфилд, комплекс 31, 34
Лобиньер, формация 292
Логана, линия 244, 251, 252, 295, 296, 369, 371
Локпорт, формация 305
Локстон, бассейн 50
— пески 49, 50, 67
Лонг-Айленд, о. 103, 104, 137, 314, 327
Лонг-Пойнт, формация 247, 248
Лонгфорд, известняки 67
Лопеви, о. 154, 155
Лорд-Хау, подводное поднятие 10, 12, 13, 26, 181
Лорейн, группа 292, 294, 296
Лорн, впадина 21, 25
Лос-Канарреос, арх. 114
Лос-Рокес, прогиб 99
Лоувилл 292, 294
Луайоте, о-ва 140, 149
Луанн, соли 358
Луарк, группа 358
Лудлоу, глины 348
Луизиада, арх. 161
Луизиана, известняки 362
Лукас, формация 277, 279
Льюис, линеамент, надвиг 222, 287, 382, 383
— глинистые сланцы 341
Льянос Венесуэлы 415
— Колумбии 452
— Ориноко 435
Маары 414
Мабейна-Дарлинг, линеамент 40
Магальянес, геосинклиналь 478
Магдалена, группа 341
— остров 242
— синклинорий 453
Магелланов пролив 424
Магматизм 17, 18, 27, 37, 43, 86, 91, 95, 101, 121, 123, 132, 143, 147, 154, 192, 210, 226, 232, 249, 257, 265, 272, 295, 314, 321, 340, 405, 426, 477
Магнезит 183, 433
Магнетит 57, 167, 258, 267
Магний 437
Магнитные аномалии 157, 310, 378
Магог, формация 248
Маготи, группа, формация 329, 330
Мадам-Жуа, формация 111
Мадди-Крик, формация 67
Мадди-Маунтин, надвиг 338
Мадера, формация 342
Мадзер-Лод, золотоносный пояс 380
Мазама, пепловый пласт 380
Мазаморас-Сибундой, формация 415
Мазаруни, группа 438, 439, 447, 448
— поверхность выравнивания 444
Майл-Энд, формация 292
Майя, горст 407
Майя (Кокскомб), горы, массив 401, 402
— серия 401, 402
Мак, формация 412
Мак-Айвор, формация 48
Мак-Артур, бассейн, синеклиза 15, 31
Мак-Бин, формация 330
Мак-Дугалл, формация 268
Мак-Кинли, гора 310
Мак-Крейни, известняки 362
Мак-Лейнсборо, группа 362
Мак-Марри, битуминозные песчаники 271
Мак-Мёрдо, вулканиты 77, 79, 96
Мак-Мёрдо, зал., прол. 75, 82, 83
Мак-Мэррей, формация 270
Макавели, грабен 186
— формация 190
Макадам-Лейк, формация 64, 250
Макайл, формация 110

Макаль, серия 401
Макарапан, гнейсы 438
Макасти, формация 292, 296
Макатеа, коралловый барьер (см. рим) 175, 196
— о. 203
Макубас, группа 416
Макдермотт, конгломераты 341
Макеллар, формация 79
Маккензи, горы 259, 261, 267, 271, 284, 287
Маккиноу, межстадиал 278, 282
Маккокета, глинистые сланцы 362
Маккуори, о. 15, 93—96
— подводный хребет 10, 12, 93
Маколи, о. 139
Макума, формация 480
Макумба, песчаники 47
Макферсон, хр. 26
Малаита, о. 159, 161
Маласпинский ледник 318
Малахайд, формация 278
Малахит 157, 426, 458
Малая Багамская банка 103, 106
Малгелди, впадина 46
Малекула, о. 153, 155, 156
Маллетто, глинистые сланцы 341
Малоантильская геоморфологическая провинция 99
— островная дуга 99, 102, 108, 121—125, 128, 131
Малоантильский желоб 98, 130
Малуварти, глины 49
Малые Антильские о-ва 88, 98, 103, 121—134
Малый Абако, о. 103
Малых Антильских островов трог 98
Мальвино-Кафрская провинция 218, 472
Мальвино-Кафрский фаунистический комплекс 458
Мамель, вулкан 123
Манагуа, оз. 410
Манаскуан, формация 330
Манаскуан-Шарк, формация 331
Манвилл, формация 270
Мангана, о. 196
Мангарева (Гамбир), о-ва 197, 198
Мангрульо, формация 473
Манетто, формация 330
Манзано, группа 342
Манитоба, провинция 220
— сбросовый уступ 267, 271
— формация 269
Манитулин, о. 273
Манкато (Порт-Гурон), стадия оледенения 281
Манкос, группа 341
— формация 342
Манн, разлом, хр. 29, 40
Маннем, формация 49
Мантатиджа, известняки 50
Мануа, о. 201
Манус (Тауи), о. 138
Мануэл-Ривер, формация 308, 309
Мао, формация 112
Маорийская геосинклиналь 11
Маплтон, формация 371
Маракайбо, межгорная впадина, оз. 434
— нагорье 434, 435
Мараноа, антиклиналь 35
Мараньон, свод 482
Мараньон-Портал, депрессия 480, 482
Мараньян-Пияуи, плато 427
Маратон, гора 221
Марау, разлом 161
Марбург, формация 26
Марганец 34, 38, 72, 114, 152, 157, 161, 167, 171, 183, 248, 253, 307, 327, 360, 403, 409, 413, 433, 437, 441, 444, 450, 458, 470, 479
Маргарита, о. 99
Маре, о. 140
Марианская котловина 171
— островная дуга 170—173
— формация 169
Марианские о-ва 12, 135, 170—172, 175, 200
Марианский желоб 171, 173
— подводный хребет 171, 172
Мари-Галант, о. 98, 129
Мариго, формация 100, 110
Маридана, мергели 133
Марион, о. 92, 93, 95
Мария (Хилл), атолл 204
Маркизские о-ва 198
Маркизский подводный хребет 198
Маркус (Минамитори), о. 173, 174, 176
Маркус-Неккер, подводный хребет 175
Марлборо, кристаллические сланцы 177, 178, 180
— регион 180
Марнпейови, формация 47, 48
Маровейне, группа 449, 464
Маротири, о. 204
Марпл-Милл, глинистые сланцы 362
Марраванская трансгрессия 49
Марри, формация 46, 48
Маррупи, междуговой бассейн 27
Марсленд, формация 350
Мартас-Виньярд, о. 330
Мартин-Вас, о. 215, 216, 217
Мартиника, о. 102, 127, 133
Мартит 307
Марудн, интрузивный комплекс 439
Марун, формация 420
Марфа, бассейн 348
Марцеллус, глины 278, 279
Марч, формация 293
Марчена (Биндло), о. 210
Марчинбар, о. 34
Маршалла линия 135
Маршалловы о-ва 172, 173
Маршаллтаун, формация 330
Мас-а-Тьерра, о. 219
Мас-Афуэра, о. 219
Масгрейв, блок, массив, хр. 29, 38, 39, 40, 43, 49
— интрузивный комплекс 31, 33
Масгрейв-Манн, комплекс, толща 15, 40
Масгрейвский орогенический цикл 42
Масгрейвтаун, свита 244
Маскаренский подводный хр. 10
Маскег, формация 269
Маскокс, интрузии 258
Матаван, группа 329
Матакаоа, вулканиты 178, 179
Матанса, формация 175
Матапедия, зона седиментации 248
— известняки 249
Матапи, спилиты 465
— формация 448
Матинна, слои 60
Матри, песчаники 47
Маттава, ледниковое оз. 283
Маттапони, формация 330
Мату-Гросу, массив 417
Матуяма, эпоха полярности 157
Мауи, вулкан, о. 192—194
Мауке, вулкан, о. 185, 186
Мауна-Кеа, вулкан, о. 185, 189
Мауна-Лоа, вулкан, о. 185, 188, 189, 192—194
Маунт-Айза, геосинклинальный прогиб 15
Маунт-Бишоф, гранитный массив 61
Маунт-Гамбир, депрессия 62, 66
Маунт-Дромадери, шошониты 18, 26
Маунт-Каноболас, вулкан 26
Маунт-Лофти, хр. 40, 42, 44
Маунт-Масгрейв, формация 245, 246
Маунт-Орохена, горы 202
Маунт-Райт, вулканическая дуга 27
Маунт-Рид, вулканическая дуга 27
— вулканический купол 54
Маунт-Симон, песчаники 362
Маунт-Уиллоуби, известняки 50
Маунт-Хави, песчаники 47
Маунт-Юзфул, слои 64
Маупити, о. 199
Мацатцальский орогенез 336
Маэво, о. 153, 155, 157
Маягуана, о. 104
Маягуэс, о. 117
Мегума, группа 246
— трог 243, 248, 249, 251
Медина, группа 276, 292
Медисин-Боу, горы 384, 385
Медисон, известняки 269
Медь 16, 18, 28, 34, 38, 44, 52, 53, 56, 57, 72, 108, 110, 148, 152, 157, 161, 167, 183, 233, 247, 249, 258, 266, 267, 307, 313 316, 317, 321, 327, 360, 367, 408, 425, 437, 441, 450, 458, 463, 470, 479, 485
— самородная 426
Мезокордильерская геосинклиналь 387
Мейтленд, группа 25
Мексиа-Талко, зона разломов 357
Мексика 220, 223, 300—307, 353, 360
Мексиканская геосинклиналь 354, 355, 389
Мексиканский бассейн 222, 224
— геотектонический цикл 302
— зал. 221, 224, 271, 303, 305, 348, 353
— кратон 302
Мексиканского залива, происхождение 354
— — раскрытие 303
Мексиканское нагорье 334, 338
— побережье 213
Мексиканско-Центральноамериканский желоб 306
Меланезийская геотектоническая провинция 162
Меланезийский бордерленд 137
Меланезийское подводное плато 135, 161, 165
Меланезия 9, 10, 135, 137—167
Меланж 377
«Меланжевый комплекс» 377
Мелбайе, конгломераты 250
Мелвилл, о. 29, 242
Мельбурн, вулкан 82
— трог 24

Менард, известняки 362
Менефи, формация 341
Менгиония, формация 120
Мендоува, шельф 28
Мерзлота многолетняя 318, 319
Меритаймский («приморский») диастрофизм 244, 253
Меррамбиджи, батолит 24
Мерримак, синклинорий 360
Мерримела, формация 45
Мерседес, формация 473
Мерчантвилл, формация 330
Месаверде, группа, формация 341, 342
Месежано, формация 216
Месета-Сентраль, нагорье, вулканическое плато 409
Месеты 216
Месопотамское плато (Междуречье) 422, 423
Метаморфизм дислокационный 45, 57, 109, 151, 325, 340, 407, 429, 440, 453, 478
— контактовый 61, 110, 177, 257, 324, 361, 387, 417, 440, 450
— региональный 21, 23, 33, 43, 57, 68, 70, 80, 90, 109, 128, 149, 157, 177, 220, 232, 245, 251, 262, 286, 304, 325, 340, 373, 416, 429, 461, 478
— регрессивный 21, 63
Метасоматоз 61, 151, 267, 272, 290, 407
Мехетиа, о. 199
Мигматитизация 43, 65, 80, 228, 262, 288, 308, 438
«Миграционные острова» 136
Миддендорф, формация 329, 330
Мидден-Кюрасао, группа 127, 128
Миддл-Ривер, песчаники, конгломераты 249
Мидконтинент, регион 311, 313
Мидконтинента, плита 311, 312
Мидлбак, группа 42
Мидленд, бассейн 348
— горы 62
Мидоуклифф, ледниковые глины 278, 281
Мидуэй, о. 188, 193
— формация 358
Мизери, вулкан 131, 132
— вулканическая толща 132
Микелон, о. 220, 307, 308
Микроконтиненты, 94, 136
Микронезия 135, 167—176
Микроплиты 111, 148, 149
Миллера хр. 80
Милонитизация 177, 217
Минас, впадина 253
— группа, серия 416, 429
— *низменность 242*
Минас-Жерайс, никеленосные перидотиты 416
— *массив, плато 416*
Минган, о. 290, 296
Минган (Чейзи), формация 292, 296
Миннелуса, известняки 347
Миннекато, известняки 347
Минтери, формация 388
Минто, свод 237
«Миогеоклиналь» 114, 115, 284
Мирамичи, геоантиклиналь 245, 248—250
Мисоол, о. 144—146
Миссисипи, свод 361
— *река 310, 313*
Миссула, группа 387
Миссури, р. 223, 267, 345
— стадия оледенения 278
Мистерьоса, банка 113
Мисьонес, формация 468
Митчел, гора 314
Мифорд-Дандас, формация 275
Мичиган, оз. 277, 278, 313, 361
Мичиганский бассейн 273, 274, 276, 277
«Моготес», карстовые останцы 114, 117
Мод, базальты 67
Модели тектонические 206, 338
Моенаве, песчаники 341
Моенкопи, глинистые сланцы 341
Мозаика блоковая 337
Мокухоони, туфы 191
Молас, глинистые сланцы 341
Молассы 32, 111, 112, 228, 244, 303, 304
Молден, о. 197
Молибден 18, 108, 152, 259, 266, 381, 391, 441, 485
Молибденит 229, 259, 391
Молино, пески 51, 52
Молодые граниты Гайаны, комплекс 438, 443, 447
Молокаи, зона разломов 188
— о. 185, 189, 192—194
Молонг, антиклинорий 23
— вулканическая дуга 27
Молонг-Канберра, шельф 27
Молтон, гнейсы 288
Молуккская геосинклиналь 141, 142, 145, 146
— островная дуга 145, 146
Моми, ледниковое оз. 282
Мона, о. 117, 119
Монаро, антиклинорий, впадина 22, 23, 27
— плато 62
Монацит, 72, 259, 433
Монмут, группа 329, 330
Мономан, формация 52
Монотиды 150
Мон-Пеле, вулкан 125, 216
Монреаль (Св. Елены), о. 295
Монреаль, формация 292, 294
Монро-Крик, формация 350
Монтана, зона дробления 383
— линеамент 382
Монтань-Нуар, хр. 110, 111
Монтерегийские интрузии (штоки) 254, 295, 372, 373
Монт-Лаурен, формация 330
Монт-Лаурель-Нейвсинк, формация 330
Монтоя, группа 342
Морены 143, 177, 186, 242, 309, 383
— донные 279
— конечные 241, 267, 279, 346, 367
— межстадиальные 279
Морн-Дельмас, формация 111
Моротири, о. 204
Моррисон, группа, формация 341, 348, 389
Моррисон-Ривер, группа, формация 308
Морру-Вельмерью, формация 216
Морские звезды 64, 65
— жолуди 193
— лилии 65
— *пузыри 65*
Мортон, впадина (бассейн) 20
Москитня, шельф 401
Москитовый Берег 408, 410
Москитос, прогиб 409
«Мостовая пустыни» 334
Мотагуа, впадина 405, 406
— зона разломов 405—407
— сдвиг 401
Моусон, гора 95
— тиллиты 77
Моту-Ити (Тубаи), о. 199
Мохаве, пустыня 337
Мраморы 16, 61, 119, 324, 458
Муга, песчаники 46
Муджиэриты 192, 194
Мудлатана, формация 44
Мунаби, батолит 42
— формация 42
Мундаватана, граниты 45
Мунди-Мунди, граниты 43
Мунта, порфиры 42
Мурабул-Вайедакт, пески 67
Муреа, о. 199
Мурленд, угленосная свита 67
Муррей (Марри), впадина, бассейн 17, 18, 20, 21, 26, 39, 47, 49—52, 56
— река 11, 36, 52, 62
Мурува, формация 439, 448
Мururоа, атолл 203
Мурхауз, пачка 278
Мус-Чаннел, формация 287
Мутьевые потоки 118, 155, 357
Мшанки 32, 49, 58, 275, 294, 296, 331, 333
Мэн, зал. 242
Мэриборо, впадина 35, 37
Мэриборский орогенез 18
Мэри Бэрд, Земля 80, 81, 82, 86
Мэррей, зона разломов 378
Мюллер, антиклинорий 144
Наалеху, о. 187
Наварро, формация 358, 359
Навахо, песчаники 341
— регион 339, 340
Наветренные о-ва (Вест-Индия) 98, 125, 127—131
Наветренные о-ва (Общества арх.) 199, 202
Наветренный прол. 114
Нагссугтокид, складчатый пояс 226, 227
Надвиги гигантские 241, 288
— чешуйчатые 261, 284, 287, 288
Надвигообразование *151*, 221, 244, 251, 261, 288, 320, 338, 361
Найн, провинция 257
Найнтед-Хилл, галечники 67
Найобрэра, известняки 350, 389
Найт, группа 47, 67
Найтингейл, о. 91
Найф-Лейк, серия 361
Нако, известняки 341
Наллагайн, система (комплекс) 15
Налларбор, известняки 49
Нама, система 218
Намбакка (Намбукка), бассейн 28
— блок 25
Намбур, бассейн 35
Нампо, о-ва 173, 174
Нанаймо, впадина 266
Нанджемой, формация 330, 331
Напили, формация 190

Напо, купол 483
— формация 482
Наппемери, формация 45
Нарика, граувакки 44
Наррабин, группа 25
Наррагансетт, бассейн 371, 372
Насименто, глинистые сланцы 341
Наска, плита 215, 462
Нассийский орогенез 232
Науру, о. 174
Наутилоиды 32
Нгалия, впадина (бассейн) 15, 17, 31, 33, 34
Ндени, о. 161
Ндркети, бассейн 166
Неага, формация 276
Небрасский ледник 365
— пепел 368
Небрасское оледенение 365
Невада-дель-Кокуй, хр. 452
Невадская складчатость 379
Невадский орогенез 315, 316, 481
— орогенический пояс 222, 223
Невиль, формация 292
Невис, о. 129, 131, 132
Нейба, формация 111
Нейвсинк, формация 330
Нейлсон (Ланкастер), о. 204
Неккер, о. 176
Нельсон, синклиналь 177, 178
— формация 67
Неовулканическое плато 300, 301, 306
Неогеликий (неохеликий) 237, 257, 258
Неоледниковая деятельность 306
Непин, формация 292
Неукенская впадина 422—424
Нефелиновая (Тихоокеанская) провинция 199
Нефрит 266, 321, 407
Нефтегазоносность 321, 344, 352, 353, 359, 360, 367, 391, 407, 411, 423, 426, 427, 431, 440, 463, 470
Нефтегазопроявления 271, 294, 321, 352, 374, 381, 401, 413, 433, 459, 485
Нефть 16—19, 37, 61, 71, 72, 114, 133, 148, 152, 161, 167, 179, 183, 232, 268, 271, 272, 283, 289, 301, 315—317, 321, 327, 328, 333, 339, 344, 352, 353, 359, 360, 367, 381, 391, 426, 427, 431, 433, 435, 436, 463, 479, 485
Нечака, трог 261
Ниагара, п-ов 277
Ниагарский уступ 273, 275, 277, 279, 283
Нидерландские Антильские о-ва 99—101, 127—129
Нижних вулканов, серия 214
Ниихау, вулкан, о. 185
Никарагуа 410, 411
— оз. 410
Никарагуанский вулканический пояс 409
Никарагуанское вулканическое нагорье 409
— поднятие 98, 99, 408
Никелин 258, 259, 267, 381, 407, 437, 470
Никель 34, 54, 71, 110, 112, 114, 148, 152, 161, 233
Никери, тектоно-магматическая фаза 450
— фаза метаморфизма 416, 440, 446
Николе, стадия оледенения 278
Николе-Ривер, формация 292
Никоя, вулканический комплекс 409
— зал. 409
Нилпена, известняки 50
Нимбойда, угленосная свита 26
Нимрод, группа 79
Нимродский орогенез 79
Ниниго, о-ва 139
Ниноле, серия 191, 193
Ниоахе, тиллиты 454
Нипе, депрессия 115
Ниписсинг, ледниковое оз. 283
Нисимосима, о. 174
Ниуафооу, о. 162
Ниуэ (Савидж-Айленд), о. 176, 198, 199
Ниши волноприбойные 60, 97, 112, 163
— экологические 211
Ноарланго, впадина 47
Нобхед, формация 84
Новакулиты 302
Нова-Олинда, базальты 446
Новая Англия, регион 220, 314, 367—375
Новая Британия (Биарара), о. 12, 137, 138, 144
Новая Гвинея, о. 9, 12, 19, 116, 137, 140—148, 153, 159
Новая Зеландия, о. 9, 11, 27, 75, 86, 135, 149, 176—183, 189, 218
Новая Ирландия (Томбара), о. 137, 138, 145
Новая Каледония, о. 11, 40, 149—152, 161, 163, 179, 181
Новая Шотландия, провинция 232, 242, 251, 253
Новобританская островная дуга 12, 148
Новобританский желоб 144, 148
Новогвинейская островная дуга 141, 144
Новогвинейское море 137, 145
Новогебридская островная дуга 12, 153, 154
Новогебридский желоб 137, 140, 153, 157
Новогебридский подводный хребет 153
Новозеландская геосинклиналь 182
— геосинклиналь 11, 177, 180, 181
Новозеландский хр. 12
Новоирландская островная дуга 137, 138
Новой Англии, батолит 18, 25
— — геосинклиналь 11, 20, 21, 22, 25
— — нагорье, свод 28, 312
— — складчатый пояс 20, 24, 25
Новокаледонская впадина, геосинклиналь 151
— котловина 10, 13
— островная дуга 10, 149
Новокаледонский орогенический пояс 140, 151
— хр. 12, 140
Ново-Олинда, базальты 350
Новошотландское нагорье 242
Новые Гебриды, о. 12, 153—157, 159, 161, 164
Новый Багамский (Флоридский) прол. 103, 114
Новый Южный Уэльс 15, 16, 18, 20—29,43, 44
Нойдарт, песчаники 249, 250
Норвежское море 229
Норман, о. 108
Норманби, группа 67
Норт-Ист-Провиденс, зал. 105
Норт-Кейс, формация 330
Норт-Килинг, о. 214
Норт-Маунтин, базальты 254
Норт-Мэслин, пески 47
Норт-Уэст-Провиденс, зал. 105, 106
Норт-Яррол, трог 35
Норте-Гранде, природная зона 476, 477
Норте-Чико, природная зона 476, 477
Нортленд, регион 178, 182
Нортуэст-Бенд, формация 49, 67
Норфолк, о. 157, 158
— подводный хребет 10, 13, 157
Нотр-Дам, трог (б. Акадская геосинклиналь) 243—246, 248, 249, 251, 252
Нукуноно, атолл 203
Нуку-Хива, о. 198
Нуммулиты 122
Нунавадинг, слои 68
Нуусилаелае, о. 70
Нуэво-Леон, формация 359
Ньюарк, группа 328, 372
Нью-Брансуик, впадина 252, 253
— группа 328, 372
— провинция 220, 244, 248
Нью-Гемпширская вулкано-плутоническая серия 374
Нью-Джерси, толщи 373
Нью-Джорджия, о-ва 159, 160
Ньюкасл, геосинклиналь 18
— угленосная свита 25
Нью-Олбани (Чаттануга), формация 362, 364
Нью-Провиденс, о. 103
Нью-Ричмонд, песчаники 362
Ньюфаундленд, о. 243, 244, 251—254, 290, 307
— провинция 220, 221, 242
Ньюфаундлендское плоскогорье 242
Оакаханская геосинклиналь 301, 302
Оакаханский складчатый пояс 302
Оаху, о. 183, 185, 187, 192, 194
Оба, о. 154, 157
Обсидиан 200, 215
Общества, о-ва 198—200, 202
Овалау, о. 166
Огайо, регион 220
— хр. 81
Огаллала, группа, толща 346, 350
Огасавара, о-ва 173, 174
— подводное плато, хребет 173, 174
Огиет-Таун, формация 120
Огилви, горы, свод 259
«Огненный фонтан» 163
Один, аркозы 84
Однадатта, формация 47
Озарк, купол, плато 311, 313, 360, 361, 369
Озера доледниковые 267, 272
— кальдерные 138
— кратерные 162
— ледниковые 242
— плайевые 316, 334
— постледниковые 271, 272
— приледниковые 279
— соленые 29
Озы 241

Окала, поднятие 328, 353
— формация 331
Оканаган, нагорье 376
Окари, возвышенность 40
«Океанизация» 116, 354
Океаниты 95, 203
Океанические структуры 135, 136
Океания 135—219
Окефеноке, впадина 328
Окленд, о. 181
— регион 179
О-Клер, формация 274, 362
Окои, серия 323
Окремнение 47—50, 110, 111, 151, 253, 336
Оксвасс, песчаники 362
Оксли, впадина (бассейн) 17
Оксфорд, формация 292
Олари, хр. 42
Оларийский орогенез 43
Оледенение висконсинское 186, 229, 243, 271, 279
— вюрмское 97
— гондванское 426
— карбоновое 82
— киватинское 267
— кордильерское 267
— мариноанское 44
— небрасское 351
— палеозойское 126
— пермское 70
— плейстоценовое 20, 38, 83, 177, 236, 271, 309, 317, 319, 322, 420
— рисское 97
— современное 319
— стертианское 44
— четвертичное 50, 83, 229, 243, 312, 368
Оливерская вулкано-плутоническая серия 372
Олимпия, горы 376
Олистостромы 122, 482
Олово 18, 29, 34, 38, 53, 55, 56, 58, 61, 110, 252, 253, 290, 307, 403, 421, 425, 426, 469
Олово-серебряная формация 426
Олосега, о. 201
Оминека, геоантиклиналь 260—262
— горы 261, 262
«Омоложение» (реактивация) интрузивных пород 37, 361, 440, 448, 449
Онате, алевролиты 342
Онвердахт, формация 467
Онеота, доломиты 362
Оно-и-Лау, о-ва 164
Онондаго, формация 278
Онтарио, впадина 272, 273
— ледник 278
— оз. 273, 275, 280, 281
— провинция 220, 231
Онтонг-Джава, о. 161
— подводное плато 159, 161
Оползни 156, 169, 179, 186, 280, 338
— гравитационные 117, 122, 133, 147, 337, 358, 372, 382, 485
— подводные 64
— эрозионные 182
Оранхе-Стад, формация 128
Орапаринна, глинистые сланцы 44
Орапу, серия, формация 443, 449
Орбитоиды 215
Орд, впадина (бассейн) 17, 32, 33, 68, 70
Орелла, пачка 349
«Ориканьяс» 441
Ориноко, р. 415, 443
Ориомо, структура 142
Орискани, нефтеносные песчаники 279
— формация 277
Ороговикование 117, 252
Орьенте, впадина 480, 482, 483
— предгорная равнина 480
Оса, разлом 103
Осборн, линеамент 383
Осмирид 54, 57
Останцы эрозионные 272, 274, 349, 365, 373, 384, 387
Остракоды 45, 46, 50, 65, 275, 281, 294, 329, 430, 431
Острова материковые 99, 135, 205
— океанические 135, 205, 206, 211, 215, 217
Осцилляции 83
От, хр. 110, 111
Отаго, аспидные сланцы 177, 178, 180
Отиран, стадия оледенения 182
Отложения аллювиальные 18, 20, 22, 26, 32, 37, 39, 40, 47, 49, 51, 59, 81, 112
— аллювиально-морские 443
— аллювиально-озерные 47, 49, 50, 55, 458, 462
— болотные 46, 55, 58, 105, 474
— доледниковые 243
— дельтовые 26, 65, 193, 271, 276, 314, 357, 359, 443
— дюнные 52, 55, 151, 186, 190, 191
— зандровые 182, 189, 348
— коралловые 38, 168
— красноцветные 271
— лагунные 44, 56, 105, 151, 157, 168, 186, 190, 443
— ледниково-морские 81, 321
— ледниковые 17, 19, 25, 32, 45, 59, 70, 83, 95, 186, 191, 218, 232, 241, 255, 266, 279, 281, 308, 319, 360, 365, 382, 430, 457, 466, 472
— лёссовые 313, 319, 334, 351, 352, 365, 366, 424, 457, 458
— лимнические 229
— межледниковые 218, 241, 243, 281
— моренные 306
— обломочные 166, 239
— озерно-ледниковые 243
— озерные 38, 45—47, 50, 58, 81, 105, 254, 347, 389, 462, 474
— паралические 47, 71, 145, 482
— пляжевые 38, 55, 108, 112, 131, 158, 166, 186, 190, 191, 203, 206, 208, 271, 279, 413
— постледниковые 294
— пресноводные 37, 38, 121, 170, 180
— рифовые 71, 166, 352
— соленосные 107, 271, 272, 405, 406, 461
— угленосные 19, 37, 265, 266, 327
— шельфовые 27, 54, 56, 71, 178, 228, 285, 291, 448, 462, 466, 480
— эоловые 40, 50, 51, 59, 62, 206, 216, 277, 300, 313, 457, 474
— эстуариевые 49, 51, 279
Оттава-Квебек, впадина 248
Отуэй, впадина, прогиб 17, 18, 46, 50
— горст, хр. 50, 62
— группа 47
Оук-Хилл, группа 245
Оуэн-Стенли, грабен, зона надвигов 144
— хребет 141, 144, 148
Офиолитовая формация 262
Офиолиты 130, 145, 304, 314
Оффисер, впадина (бассейн) 11, 17, 50, 68, 70, 71
Офу, о-ва 201
Ошен, о. 167, 168, 175
— серия 122
Пагансо, формация 455
Пагода, формация 79
Паго-Паго, вулкан 201
Пайн-Крик, «геосинклиналь» 31, 33
Пайн-Пойнт, формация 269
Пайнтер, горы 42, 43, 45
Пайрет-Ков, формация 250
Пайсенс, впадина 340
Пакарайма, горы, массив 441, 449
Паксикси, ледниковая пачка 457
Палагинская орогеническая фаза 388
Паласио, пачка 473
Палау, о-ва, островная дуга 169, 170
Палео-Индийский океан 16
Палеомагнитные исследования 135, 168, 211, 281, 329
Палеополюсы 18
Палео-Потомак, р. 329
Палеопотомакские слои 329
Палеопочвы 103, 104, 172, 203, 206, 208
Палеотечения 239
Палеорельеф 20
Палео-Тихий океан 27
Палермо, слои 473
Палестайн, песчаники 362
Палинологические исследования 329, 441, 444
Палинспастическая реконструкция 219, 287,
Палисадский диастрофизм, тафрогенез 219, 254, 326
Палмайра, о. 197
Пало-Верде, горы 340
Палящие тучи 123, 125, 180
Памелия, формация 292, 294
Памлико, формация 333
Пампа, равнина (Аргентина) 415
Пампа-де-Тамаругаль, равнина 476
Пампинские сьерры 417, 418, 421—424
Панама 411—413
Панамериканский орогенический цикл 472
Панамская «перемычка» 400
Панамский залив 411
— канал, перешеек 411, 412
Паниау, вулкан 190
— серия 190
Паниакея, формация 190
Пантапинна, формация 44
Пануара, орогеническая фаза 23
Панхандл Оклахомы, Техаса 347, 348
Папуа, впадина, геосинклиналь 141, 142, 144
— зал. 142
Папуа—Новая Гвинея 141
Пара, глины 467
Параандская депрессия 459, 460
Парабарана, песчаники 46
Парагвай 454—459

Парагвай-Арагуая, орогенический пояс 417, 418
Парагуари, кристаллические сланцы 417
Парадокс, складчатый пояс 339, 340
Параиба, геосинклиналь 428
— орогенический пояс 417, 418
Парамака, серия, формация 446, 449, 464, 465
Парамос, массив 452
Парана, впадина 218, 219, 419, 420, 430, 431, 455—457, 474
Парара, известняки 44
Парату, формация 67
Парачилна, формация 44
Паргуаса, граниты 447
Пареданью, вулкан 216
Парилла, пески 41, 51
Пария, зал. 133, 433
«Парки» 315, 390
Паркс, плато, шельф 23, 24, 27
Парна 62
Парнаиба, впадина (бассейн) 419, 420, 430
Парри, арх. 232, 240
Парселл, антиклинорий 287, 290
— горы 262, 285
— разлом 290
Парселл, серия, формация 220, 287
— свод 286
Паскапу, формация 271
Пасо-Агиа, формация 474
Пасса-Дойс, серия 431, 457
Пастора, группа 447, 448
Пастора-Каричапо, надгруппа 449
Пасхи, о. 198, 200, 201
Пасхи острова, зона разломов 215
Патагония, регион 423
Патагонская дуга 219
Патагонский ледник 477
— прогиб 420
Патаксент, формация 330
Патапско, формация 330
Паудер-Ривер, впадина 223, 348
Паулит 217
Паунд, кварциты 44
Пахала, пепловый пласт 190, 191
Пегги, подводный хребет 163
Педерка, бассейн 44
Педиментация 334, 420
Педименты 186, 216, 334
Педипленизация 427, 441
Педро, банка 192
Пейджет, известняки 209
Пейнт-Крик, известняки 362
Пекос, долина 313, 345
Пектен, конгломераты 81
Пектены 81, 83, 430, 431
Пелециподы 32, 64, 81, 82, 208, 277, 294
Пеликан-Вэлл, формация 46
Пеллеты 467
Пелли, горы 261, 265
Пелли-Кассиар, массив 259
Пелотас, впадина 475
«Пемзовые дожди» 180
Пемзы 94, 99, 126, 127, 139, 180
Пенепленизация 20, 34, 111, 112, 152, 177, 178, 218, 230, 236, 242, 274, 275, 309, 314, 374, 423, 432, 458
Пенеплены 68, 97, 149, 186, 254, 313, 329, 365, 382, 387, 411
Пенокская «революция» 428
Пенсакола, горы 81, 82
Пенсильвания, регион 220
Пенсильванский флиш 302
Пентекост, о. 12, 153, 155, 157
Пентландит 258
Передовой хр. 223, 286, 352, 384, 386, 389
Перекристаллизация 387
Переотложение осадков 50, 52, 70, 109, 169, 178, 230, 286, 291
Перигляциальные процессы, явления 20, 40, 147, 182, 218, 219, 311, 319
Пероден, формация 111
Перри, формация 252, 371
Перт, впадина, прогиб 11, 17, 18, 68, 70, 71
Перу 459—463
Перу (Гумбольдта), течение 198
Перуанский батолит 482
— желоб 210
Перуанско-Чилийский желоб 460
Перча, глинистые сланцы 342
Петавава, ледниковое оз. 283
Петен, впадина, равнина, 401, 404—406
Петен-Ица, оз. 402
Петра I, о. 96, 97
Пехиматеа, дациты 179
Пиди, формация 329, 330
Пидинга, формация 47
Пидмонт, плато 322
— провинция 147, 220, 312, 314, 322, 323, 325—327, 331
Пик, хр. 40, 43, 44, 46
Пикенс-Джилбертаунский грабен 357
Пиктон, группа 243
Пикту, группа 253
Пикчерд-Клиффс, фангломераты 341
Пил, зона обдукции 24, 25
— плато 267, 284
— разлом 25, 28
Пилбара, блок, кратоген 9, 68
— комплекс 19
Пинар-дель-Рио, структурное поднятие 115
Пиней-Пойнт, формация 330
Пиннакл, разлом 70
Пинос (Молодости), о. 99, 114
Пинсон, о. 213
Пинта (Абингдон), о. 210, 211
Пинчи, разлом 267
Пиньон, группа 481, 482
Пирлетский пепловый пласт 351
Пис-Ривер, межгорная впадина, прогиб, равнина 268, 271, 344
— свод 231, 268, 271
— формация 270
Питкэрн, о-ва 198, 200, 201
Питоны, вулканические горы 133
Пич-Лейк, асфальтовое оз. 133
Плам-Пойнт, межледниковая толща 278, 282
Планация 186
Планет, впадина, пучина 141, 159
Платина 258, 314, 321, 469
Плато подводные асейсмичные 94, 96
— — вулканические 179, 185, 300, 376
— — известняковые 156, 169
Платтин, известняки 362
Плезанс, формация 100, 111
Плиты континентальные 118, 312, 314, 454
— литосферные 13, 27, 138, 154
— погружающиеся 193, 224, 414
океанические 260, 338
Поас, вулкан 409
Поверхности выравнивания 20, 29, 32, 40, 47, 100, 130, 152, 177, 186, 411, 432, 441, 468, 469
— — эрозионные 109, 110, 118, 119, 150, 207, 216, 266, 384, 427, 431
Подветренные о-ва (Вест-Индия) 98, 125, 127, 129, 133, 435
— (Гавайи) 192
— (Общества арх.) 199
Поддвигание плит см. Субдукция
Пойнт-Аддис, известняки 67
Пойнт-Брус, оледенение 278
Пойнт-Лукаут, песчаники 341
Пойнт-Сигнет, сиенит-порфиры 18
Пойнт-Стенли, ледниковая толща 278
Покровы аллювиальные 347
— вулканические 35, 62, 128, 265
— лавовые 157, 183, 195, 211, 229
— ледяные 75, 82, 87, 224, 281, 309
— пемзовые 139
— тектонические 116, 118, 243—246, 248, 250, 289, 315, 372, 382, 389
Полда, бассейн 46
Полиметаллы 28, 56, 61, 232, 252, 253, 307, 401, 425
Полинезия 135, 183—205
Пололу, серия 190
Полочик, зона разломов 404—407
Полочик—Мотагуа—Кайман, мегасдвиг 409
Полуостровной хр. (Мексика) 300
Полуатоллы 140, 170
Понапе (Вознесения), о-ва 169, 170
Пони-Экспресс, известняки 341
Понта-Гросса, слои, формация 472
Понтграве-Ривер, формация 292, 294
Понт-Руж, формация 292
Попаманаену, пик 159
Поперечный хр. (Мексика) 300, 304
Попокатепетль, вулкан 301
Популяции фаунистические 136, 198
Порктаун, формация 331
Поронгос, формация 417
Порт-Байрон, доломиты 362
Порт-Гурон, стадия оледенения 278
Портерфилд, свита 247
Порт-Ламбтон, группа, формация 278
Порт-Стенли, слои 84
Порт-Стефанс, слои 84
Порт-Толбот, межледниковая толща 278, 282
Порт-Уилланга, слои 49
Порт-Филлип—Уэстерн-Порт, бассейн 62, 66
Порт-Филомел, слои 84, 218
Поссесьон, о. 75, 94
Постраитан, формация 330
Пота, известняки 67
Потоки грязевые 79
— мутьевые 246, 315
Потомак, группа, формация 330
— река 329
Потсдам, группа, песчаники, формация 263, 274, 291
Поуэлл, о. 89
Почти-атоллы 139, 192, 196
Пояса вулканические 136, 144, 157, 179, 440, 462

— геосинклинальные 137, 142, 181, 409, 424
— квазикратонные 135
— орогенические 86, 231, 251, 310
— подвижные 80, 225
— сейсмические 135, 339
— серпентинитовые 161, 405
— складчатые 36, 58, 64, 215, 220, 225, 233, 247
— ультрамафических пород 144, 147, 381
Предкордильерский прогиб 418
Предньюаркская поверхность 374
Президан-Тьер, банка 204
Прекордильера 421—425
Пресипайс, песчаники 26
Приатлантическая низменность (Бразилия) 427
— равнина (провинция) 312, 314, 322, 324, 325, 327—333, 353, 367, 369
Прибрежная группа Ямайки 120
— депрессия Эквадора 484
— область Суринама 466, 468
— равнина Перу 459, 460
Примексиканская равнина (Галф-Кост) 353—360
Приморские провинции Канады 221, 242, 244, 250
Принс-Патрик, горст 233
Принстон, плутон 386
Принс-Уильям, прол. 320
Принс-Эдуард, о. 92, 96
Принца Уэльского, о. 234
Принца Эдуарда, о. 242
Прискуилл, формация 269
Присипайс, песчаники 37
Прогибание коры 147, 152, 188, 326, 378
Проспект-Хилл, возвышенность 42
— песчаники 362
Прото-Атлантический океан 107, 245, 248, 251, 252, 312, 314, 418
— закрытие 312
Протоканукский комплекс 440
Птито, антиклиналь 268
Птит-Тер, о. 122
Пуан-а-Пьер, формация 133
Пуан-Бланш, формация 128
Пуйо, депрессия 484
Пумбуиса, формация 480
Пуна, андийское нагорье 421, 422, 424
— серия 191
Пуна-де-Атакама, плато 476
Пурака, формация 50, 51
Пуэбла, формация 67
Пуэрто-Рико, желоб 98, 99, 101, 102, 119
— остров 98, 100, 103, 108, 111, 117—119, 126
— островной шельф 108
Пыль вулканическая 223
Пьер, глины, глинистые сланцы 389
Пьеррас-де-Афилар, серия 471
Пьюджет-Саунд, зал. 375
— прол. 223
Пэдуэй, арх. 50
Радиолярии, радиоляриты 108—110, 122, 127, 146, 152
Радиум-Крик, метаморфиты 42
Раздвигание материков 107, 113, 224, 279
Разломы океанические 101, 156, 212, 250, 378
— поперечные 113, 130, 153, 178, 180, 219, 412, 414, 483, 485
— трансформные 12, 93, 136, 162, 163, 165, 170, 217, 306, 404
Разрастание (спрединг) океанического дна 12, 26, 107, 124, 135, 157, 165, 175, 182, 196, 200, 203, 205, 211, 213, 217, 219, 229, 321, 343
Раиатеа, о. 199
Раиваевае, о. 204
Райни, песчаники 44
Райсор, формация 330
Ракираки, вулкан 166
Ралик (Ралек), о-ва 38, 52, 57, 150, 180
Рам-Джангл, интрузивный комплекс 9, 15
— купол 31, 33
Рам-Ки, о. 103
Рам-Партс, формация 269
Рамсей, известняки 44
Раму-Маркхэм, зона разломов 144
Рангирoа (Раирoа), о. 203
Рангитата, орогенез 177, 178, 181, 182
Рангитикеи, впадина 180
Рандалл, формация 269
Рандом, формация 244
Ранкокас, формация 330
Ранорараку, вулкан 200
— кратерное оз. 200
Ранчерия, известняки 342
Рапа, о. 204
Рапакиви, граниты 226
Рапитан, группа 286, 290
Раритан, формация 328
Раротонга, о. 196
Расин, доломиты 362
Расколы земной коры 182, 210, 224, 289
Расплавы магматические 194, 195, 326, 338
Расселл, формация 292
Ратак (Радак), о-ва 172
Раукумара, п-ов, хр. 178
Рауль (Санди), о. 139
Раф-Крик, зона разломов 365
Ревилья-Хихедо, о-ва 214
Ред-Банк, формация 330
Редонда, о. 121, 129
Ред-Ривер, формация 269
Редуолл, известняки 341
Резервуары магматические 194
Рейвенскрег, формация 269
Рейналес, формация 276
Рейнский грабен 337
Рекапчур, глинистые сланцы 341
Реклендский орогенез 262
Релаксация напряжений 338, 380
Ремедьос, структурная зона 114
Ренисон-Белл, гранитный массив 61
Ренмарк, слои 45, 47
Реннелл, о. 161
— подводный хребет 161
Рептилии 81, 86, 431, 432
Рибейра, серия 430
Ривас, свод 403
Ризо-конкреции 350
Рим (кольцевой рифовый барьер) 175, 196, 197, 198
Риматара, о. 204
Ринкон, формация 127
Рио-Апо, амфиболиты 455
Рио-Гранде, р. 314, 335
Риолитовая серия 95
Рио-Оно, зона разломов 402
Рипли-Хилл, формация 330
Рипон, калькреты 50
— поверхность выравнивания 50
Ритмиты 55, 56
Риу-Бониту, формация 472
Риу-Гранди-ду-Сул, хр. 432
Риу-дас-Вельяс, серия 427
Рифовые платформы 170
— формации 352
Риф-рок, коралловые известняки 163, 196
Рифтообразование 25, 26, 28, 66, 102, 228, 229, 337, 409, 450
Рифты 75, 102, 188, 201, 231, 254, 314, 318
Риф-флет (рифовая площадка) 163, 197
Рифы барьерные 149, 151, 163, 175, 192, 196, 197, 202—204, 405
— биогермные 276, 277
— верметидовые 208, 216
— внутрилагунные 208
— водорослевые 166, 208
— затопленные 122
— кольцевые 140, 161, 167, 175, 199, 203—205, 213
— коралловые 37, 108, 113, 116, 119, 128, 138, 143, 185, 199, 228, 268, 293, 401
— литотамниевые 216
— одиночные 208
— окаймляющие 121, 140, 150, 160, 168—170, 175, 186, 192, 196, 199, 201, 202, 205
— поднятые 109, 119, 122, 135, 138, 140
— погруженные 135, 151, 172
— столовые 140
— строматопоровые 37
— фарос 140
Ричардсон, хр. 259, 261, 283, 289
Ричмонд, группа, формация 120, 294, 295
Ров Скалистых гор 223, 231, 259, 266, 284, 286, 288, 339, 382
Роджерс-Сити, формация 278
Рождества, о. (Индийский океан) 175, 214
— — (Тихий океан) 15, 197, 214
Роз, атолл 201
Розебел, серия, формация 446, 447, 450, 465
Рокас, о. 215, 216
Роки-Кейп, геоантиклиналь 40, 54
Рокклифф, формация 292
Рокленд, формация 292
Роксберг, метаморфический комплекс 36
Роллинг-Даунс, группа 26
Романш, зона разломов 217, 484
Ромен, формация 292, 295, 296
Рондония, граниты 328
— кратонная область 416
Роннинг, формация 269
Рорайма, гора 427, 444
— группа 464
— интрузивный комплекс 438—440, 445, 446, 448
— формация 435, 437—440, 445, 446, 449, 464
— цикл седиментации 416
Росса, геосинклиналь 77, 86
— метаморфический комплекс 77

— море 77, 83
— «орогенез» 79, 81
— шельфовый ледник 83
Росса-Уэдделла, грабен, депрессия 75, 76
Роттен-Пойнт, пески 67
Ротума, о. 166
Рочестер, формация 243
Рош-Блаф, формация 129
Ртуть 152, 267, 307, 317, 321, 360, 381, 403, 437
Руапуке, о. 177
Руахине, хр. 180
Рудисты 100, 109, 119, 120, 127, 133
Руды медно-никелевые 233
— медно-полиметаллические 28
— *медно-порфировые* 148, 161, 267, 413, 421
— медно-серебряные 391
— медно-сульфидные 249, 374, 463
— медно-цинковые 233
— никель-кобальтовые 148
Рупунуни, поверхность выравнивания 444
— саванна 437
Руруту, атолл 204
Рутил 28, 34, 38, 72, 433
Саба, о. 98, 127—129
Сабана, арх. 114
Саванна, впадина 328
Саванны 450
Сайпан, о. 171, 175
Сайпресс, песчаники 362
Сайпресс-Хиллс, формация 349
Сакатекас, надвиговая фаза 303
Сакраменто, горы 334
Сала-и-Гомес, о. 200
Салем, известняки 362
Салина, группа, формация 277
«Салитерас», солончаки 458
Салтон, трог 334
Салт-Понд—Канада-Хиллс, толща 131, 132
Салт-Уош, песчаники 341
Сальвадор 413, 414
Сальто, песчаники 474
Саммервилл, глинистые сланцы 341
— разлом 328
Самоа Восточное, о. 201, 202
Самоа Западное, о. 164, 202
Самоанский рифт 201
Сан-Амбросио, о-ва 200, 215
Сан-Андреас, разлом 224, 306, 312, 378
Сан-Андрес, известняки 342
Сан-Бенго, формация 457
Санбери, формация 279
Сангамон, межледниковье 188, 208, 333
Сангеи 147
Сан-Грегорио, формация 472
Сангре-де-Кристо, горы 223, 384
Сандаво, формация 388
«Санданское море» 389
Санданс, формация 348, 389
Сандебагтен, серия 89
Сандия, формация 342
Санкакуяма, формация 175
Сан-Кристобаль, впадина 153
Сан-Кристобаль (Чатем), о. 159, 161, 210
Сан-Луис, блок, массив 416
— пачка 455
Сан-Мигель, вулкан 403
Саннибрук, ледниковые отложения 278, 281
Сан-Паулу, о. 215—217
Сан-Педро, о. 216, 217
Сан-Рафаэль, группа 341
Сан-Роке, группа 417
Сан-Сальвадор (Джеймс), о. 103, 210, 213
Сан-Сальвадор, стратовулкан 414
Сан-Саулт, формация 270
Санта-Ана, стратовулкан 414
Санта-Баутиста, структурная депрессия 475
Санта-Исабель, о. 12, 159, 161
Санта-Катарина, надгруппа 431
Санта-Крус (Индефатигабл), о. 108, 110, 210
Санта-Крус, впадина 423
— о-ва 152, 161, 211, 213
— *формация* 133
Санталючийская складчатость 379
Санта-Мария (Чарл), о. 210
Санта-Мария, формация 431
Санта-Марта, группа 470
Санта-Монел, грабен 476
Санта-Роза, группа, формация 402, 404
Санта-Тереса, мигматиты 472
Санта-Фе, алевролиты, песчаники 342
Санта-Элена, п-ов 482
Санти, формация 330
Сантьяго, вулкан 406
— формация 481
Сан-Феликс, о. 200, 215
Сан-Франсиску, впадина 420, 430
— *зал.* 375
— массив 416, 417
— *река* 417
— щит 416
Сан-Хорхе, бассейн 423, 424
Сан-Хуан, бассейн 344
— лавовое поле 386, 390
Сан-Хуан, низменность 409
— пенеплен 100
Сан-Эдуардо, формация 482
Сапаи, глинистые сланцы 341
Сапла, тиллиты 426
Саса, структурная зона 115
Саскачеван, провинция 267
— формация 269
Саскачеванская низменность 267
Саттон, антиклинорий 372
— *кристаллические сланцы* 245
Сауке, батолит 472
Саут-Килинг, *о.* 214
Саут-Кост, антиклинорий 22, 23
Саутленд, *регион* 177
— синклиналь 177
Саут-Мэслин, глауконитовые пески 47
Саут-Николсон, бассейн, синеклиза 15, 31
Саутуолд, ледниковая толща 278, 282
Саутхемптон, известняки 209
Сбросо-взбросы 325
Сбросо-сдвиги 226, 384
Сбросо-складки 111, 419, 420
Сбросы антитектические 408
— конседиментационные 353, 357
— кулисообразные 295, 357
— *малоамплитудные* 274
— «парные» 357
Свердрупская синеклиза 237
Свердрупский бассейн 232, 233, 235, 236, 239—241
Свинец 28, 34, 43, 52, 53, 57, 152, 183, 233, 253, 258, 266, 272, 307, 313, 327, 360, 367, 381, 391, 408, 413, 425, 426, 463
Свинцово-цинковые руды 15, 28, 258, 266, 272, 290, 367, 374, 403, 407, 463
Св. Ильи, хр. 259, 262, 319
Св. Лаврентия, зал. 231, 242, 244, 253
— — низменность 231, 273
— — — в Квебеке (провинция) 290—296
— — река 290, 366
— — срединный массив 243—246, 248, 250—252
Сдвиги левосторонние 99, 102, 103, 109, 113, 117, 119, 144, 145, 148, 153, 161, 165, 177, 251, 306, 328, 336, 409, 450
— *правосторонние* 40, 68, 103, 109, 113, 251, 261, 262, 289, 312, 316, 320, 336, 480
Сеагуин, впадина 359
Сеара, группа 417
Сеатура, вулкан 166
Себико, формация 112
Северная Америка 220—224
Северная территория (Австралия) 15, 29—34
Северной впадины регион (США) 339, 340
Северный Ледовитый океан 221, 223, 232
— остров (Новая Зеландия) 176, 178, 181, 183
— полюс 172
— *Чако, регион* 455, 457
Северных равнин, область (Австралия) 62
Северо-Американская котловина 206
— платформа 231, 310
— плита 113, 228, 312
Северо-Американский кратон 231, 259, 314, 375
Северо-Восточная котловина 214
Северо-Восточное плато 427
Северо-Гренландский складчатый пояс 228
Северо-Западный складчатый пояс (Австралия) 20
Северо-Патагонский массив 418
Сеговия (Коко), р. 408
Седар-хиллский орогенез 300
Седли, формация 330
Сейбл, о. 254
Сейбл-Айленд, банка 232
Сейвертон, глинистые сланцы 362
Сейсморазведка МОВ 101, 114, 168, 171, 194, 475
— МПВ 102, 194, 253, 254
Сейшельские о-ва 136
Селениды 425
Сели, селевые потоки 186, 335
Селитра 479
Селма, песчаники 64
Селуин, впадина 261, 262, 266
— горы 265
Семафор, пески 51, 52
Семинари, ледниковые глины 278
Сен-Бартельми, о. 122, 125, 129
Сен-Джордж, доломиты 245
Сенека, пачка 278
Сен-Жермен, зона смятия 295

Сен-Мартен, о. 122, 127—129
Сен-Поль, зона разломов 217
— остров 93, 95
Сен-Пьер, межстадиал 278
— остров 220, 306, 308
Сент-Алебак, известняки 295
Сент-Винсент, впадина (бассейн) 18, 47, 49, 51, 52
— зал. 39, 40, 47, 49, 151
— остров 124, 127, 132
Сент-Джон, о. 108, 109
— формация 270
Сент-Джордж, почвы 209
Сентерфилд, формация 279
Сент-Женевьев, известняки 362
Сент-Илер, сиениты 295
Сент-Казимир, формация 292
Сент-Катерин, вулкан 124
Сент-Килда, формация 51, 52
Сент-Кристофер (Сент-Киттс), о. 129, 131, 132
Сент-Круаксан, тип разреза 274
Сент-Луи, известняки 362
Сент-Люсия, о. 101, 125, 127, 131
Сент-Матайас, о-ва 137, 138
Сент-Мэри, формация 332
Сент-Мэрис, формация 330
Сент-Питер, песчаники 362
Сент-Томас, о. 108, 109
Сенявина о-ва 170
Сера 110, 128, 157, 272, 289, 307, 315, 327, 360, 407, 409, 413, 437, 479
Серебро 28, 34, 38, 52, 110, 114, 148, 167, 253, 258, 259, 266, 290, 307, 360, 380, 381, 391, 407, 408, 413, 426
Серебро-свинцовые руды 52, 61, 391
Сержипи-Арагос, бассейн 431
Серицитизация 80, 151, 253
Серкадо, формация 112
Сероводород 289
Серпентинитизация 16, 37, 54, 94, 110, 246, 401
Серпентиниты 36, 54, 57, 101, 112, 117, 118, 183
Серра-дуз-Орлеанс, группа 417
Серра-ду-Мар, гора 428, 431, 432
Серра-ду-Маруока, хр. 417
Серра-ду-Навиу, группа, формация 446
Серра-ду-Эспиньясу, хр. 416, 417
Серра-Жерал, вулканиты 473
Серрания-де-Кутуку, хр. 480
Серра-Тукану, хр. 440
Серринья, формация 431
Серро-де-Пуанта, хр. 117
Серро-де-Сал, хр. 112
Серро-Леон, гора 455
Серру-ди-Куэба, формация 128
Серру-Тейнтье, формация 127
Сечура, пустыня 459
Сигни-Айленд, о. 89
Сигсби, впадина 353, 354
— поднятие 353, 354
— уступ сбросовый 353, 354
Сидерит 259
Сидней, впадина (бассейн) 11, 17
Сиднейский краевой прогиб 20, 21, 25, 26
Сиднейско-Боуэнский прогиб 26, 28
Сидни, гравелиты, формация 349, 350
Силкреты 19, 47, 50, 237, 240, 257, 262, 268, 295, 342, 361
Сильвания, песчаники 277
Симор, о. 75, 82, 83
— серия 81
Симпсон, пески 51
— пустыня 29, 38, 45
— формация 269
Синалоа, равнина 306
Синт-Эстатиус, о. 127—129
Сириус, формация 79
Ситронелл, формация 358, 359
Сифорт, известняки 121
Скаергардский плутон 229
Скалистые горы Канады 231, 232, 267, 268, 272, 284—290, 315
— — США 311, 315, 381—384, 389
Скалистых гор, провинция 381—391
— — складчатый пояс 381
Скарборо, формация 278, 281
Скарборо-Дан, межледниковая толща 281
Скарны 61, 249, 252, 266, 267
Скво-Бей, формация 278
Скибы таконские 288, 295
Скина, свод 267
Складки андийские 428
— асимметричные 219, 261
— изоклинальные 111, 261, 288, 462
— конседиментационные 122, 313
— концентрические 122, 313
— кулисообразные 161, 163, 289, 384
— лежачие 178
— линейные 54, 325
— пережатые 178, 252, 262, 314, 325, 412
— сжатые 54, 64, 144, 288, 461, 471
— эшелонированные 110
— юрского типа 311
Склон континентальный 353, 357
Скотт, известняки 72
Скотта, ледник шельфовый 82
— остров 96
Скохари, формация 279
Скоша, подводный хребет 87, 88, 90
— островная дуга 82, 86—88
Скотт-Блафф, останцы эрозионные 350
Скулл-Крик, толща 389
Скэблеиды 316, 380, 382
Слай-Гап, формация 342
Слейв-Пойнт, формация 269
Слейтер-Ривер, формация 270
Слюда 259, 327, 433
Смаковер, формация 358
Смальтин 259
Смит (Бородино), о. 90
Смоки-Велли, долина 338
Снеговая линия 142, 182, 306, 319, 476
Снежные горы (Новая Гвинея) 142, 143
Снейк, хр. 375, 376
Снейк-Рейндж, надвиг 338
Снейк-Ривер, равнина 376, 383
Сноуи-Ривер, вулканиты 16, 64
Сноуи-Хилл, серия 81
Соединенные Штаты Америки 310—397
Соли 39, 62, 72, 108, 111, 112, 114, 232, 272, 277, 283, 303, 304, 315, 352, 360, 408, 425
Солифлюкция 182, 219
Соломонов желоб 159, 161
Соломонова островная дуга 12, 159
— плита 138, 161
Соломоново море 144, 145, 148
Соломоновы о-ва 9, 12, 135, 137, 138, 145, 158—162
Солсбери, впадина 328, 329
Солт-Лейк, туфы 192
Сольфатары 101, 125, 126, 138, 157, 384
Соляной диастрофизм 356
Соляные гряды 357
— диапиры 101, 113, 353, 426, 481
— интрузии 232, 357
— купола 114, 305, 307, 354—357, 360
— штоки 355—357
Сомбрерито, формация 112
Сомбреро, о. 98, 129, 132
Сомерсет, о. 233, 234, 237
Сонора, пустыня 300, 334
Сонорский орогенез 336
Соронг, разлом 144, 147
Сортис, группа 226
Соэби-Бланко, формация 128
Спенсер, зал. 38, 40, 49
Спилитовая серия 54
Спирит-Ривер, формация 270
Спирфиш, формация 349
Спрингфилд, бассейн 45
Спрингшур, шельф 37
Срединно-Атлантический подводный хребет 87, 90, 217, 222
Срединно-океанические хребты 90, 95, 96, 107
Срединно-Тихоокеанские горы 135
Срединно-Тихоокеанский подводный хребет 172, 176, 214
Срединного хребта, толща 131, 132
Срединный хр. 131, 132
Среднего Запада, регион 311, 360—367
Старого Багамского пролива, желоб, разлом 98, 114
Стар-Ривер, впадина 36
Старый Багамский прол. 103, 114
Статия, банка 134
Стибнит 403
Стикин, плато, свод 262, 265
Стикс, угленосная свита 37
Стоддарт, формация 269
Стон, формация 446, 448, 464, 465
Стони-Маунтин, формация 269
Стратовулканы 82, 91, 94, 123, 126, 128, 131, 138, 144, 171, 414, 422
Стройматериалы природные 38, 72, 107, 133, 162, 171, 183, 195, 257, 272, 283, 289, 293, 294, 333, 353, 360, 367, 375, 381, 403, 413, 470
Строматопоры 32, 244, 277
Стромберг, серия 84
Стронций 253
Структуры блоково-глыбовые 49, 111, 113, 128, 140, 143, 144, 152, 171, 178, 221, 231, 261, 305, 316, 325, 336, 380, 385, 391, 408, 422, 446
— островодужные 111
— сбросово-блоковые 115, 122, 156, 335
— солянокупольные 356, 357
— штамповые 326
Стюарт, шельф 41, 44
Субандийские сьерры, см. Сьерры Субандийские
Субдукция (поддвигание плит) 26, 27, 111, 135, 143, 145, 151, 154, 156, 171, 174, 177, 215, 222, 228, 239, 241, 244, 250, 315, 321, 338, 357, 377, 379, 380, 390, 404, 408—411, 435, 462
Сувани, прогиб 13
— формация 330

Суворова, о. 196
Суитграсс, свод 268, 272
Суитуотер, свод 383
Сула, о-ва 147
«Сулас» 469
Сульфидные руды 71, 152, 161, 247, 253, 258, 259, 327
Суоч, горы 223
— поднятие 384
Супамо, комплекс 447
Супракрустальные породы 226, 227, 324, 373
Сурат, впадина (бассейн) 17, 35, 36, 46
Сур-Гранде, природная зона 477, 478
Суринам 463—471
Суруму, интрузивный комплекс 448
— серия, формация 446
Сур-Чико, природная зона 476, 478
Сурьма 18, 110, 183, 290, 317, 403, 408, 425, 426
Сута, разлом 226
Суфриер, вулкан 122, 123, 129, 131
Суфриер-Хилл, вулкан 126
Сфалерит 28, 61, 157, 229, 253, 258, 426
Сьерра, батолит 378, 380
Сьерра-де-Акаран, хр. 480
Сьерра-де-ла-Макарена, хр. 452
Сьерра-де-лас-Минас 407
Сьерра-де-ла-Тринидад 115
Сьерра-де-лос-Органос, хр. 99, 100, 114, 116
Сьерра-де-Монте-Кристи, хр. 112
Сьерра-де-Периха, хр. 435
Сьерра-де-Сан-Карлос, горы 301
Сьерра-де-Тамаулипас, горы 301
Сьерра-де-Фаматина, хр. 442
Сьерра-де-Хатибонико, разлом, хр. 114
Сьерра-де-Эсперанса, хр. 408
Сьерра-Мадре Восточная, хр. 223, 300, 301, 304, 306
— Западная, хр. 300, 302, 306
— Южная, хр. 224, 301
Сьерра-Маэстра, хр. 101, 113, 114
Сьерра-Невада, блок, хр. 222, 224, 312, 316, 335, 337, 376, 378, 454
Сьерра-Невада-де-Санта-Марта, хр. 453
Сьерры Субандийские 421—424
Табераббераński орогенез 11, 16, 24, 27, 64, 65
Табласо, формация 474
Тавеуни, о. 164, 166
Тавуа, вулкан 166, 167
Тагп хау, формация 175
Таити, о. 196, 198, 201, 203
Таи -Ити, о. 202, 203
Таити-Нуи, о. 202, 203
Таититы 203
Тайга, хр. 261
Тайенанская геоантиклиналь 54, 60
Тайе анский орогенез 22
Тайл, банка 52
Тайога, бентониты 278
Таконик, горы 246
Таконит 259
Таконский аллахтон 371, 373, 374
— клиппен 371—374
— орогенез 220, 243, 245—248, 303, 363, 371, 373, 374, 428
— орогенический пояс 221
— покров 247
Таксоны 211
Такуарембо, песчаники 473—475
Такуту, грабен 437
— рифтовая долина 437, 440, 450
— формация 438, 440, 447
Таласеа, вулкан 144
— хр. 138
Талтанская орогеническая фаза 286
Талтанский орогенез 231
Тальк 72, 259, 266, 321, 375
Тамбо-Ривер, формация 67
Тампа, известняки 330, 331
Тамуэрт, вулканическая дуга, трог 27, 28
— группа 24, 28
— шельф 27, 28
Тамуэртский синклинорий 24, 25
Танапаг, формация 175
Тангикруа, вулканиты 178
Тангихуа, вулканиты 177
Тандилья, хр. 153
Таннбушиты 216
Тантал 433
Танталит 469
Танталус, впадина 265
Тапай, группа 446
Тапуаенуку, вулкан 178
Таранаки, регион 179
Таркула, формация 42
Тар-Спрингс, известняки 362
Тартаругас, пляж 217
Тарток, группа 226
Тасмания, о. 10, 15, 18, 22, 27, 52—61
Тасманово море 13, 26
Тасманская геосинклиналь 11, 15, 20, 36, 61, 64, 86, 140, 145
— котловина 10, 11, 13
Тасманский ороген 10, 11
«Тасмантийская» гипотеза 158
Тасмантис (Тасмантия) 150
Татлина, поднятие 268
Тау, о. 161, 201
Тафельберг, гора 449
«Тафони» 441
Тафрогенез 254, 342, 385
Тахаа, о. 199
Тахилиты 95
Тахумулько, вулкан 406
Те-Анау, ледниковое оз. 177
Тебес, песчаники 362
Тейбл-Маунтин, серия 84
Тейбл-Хед, сланцы 247
Тейлор, группа 84
— плато 84
— формация 79, 358, 359
Тексас, поднятие 36, 37
— шельф 28
Тектоника блоковая 112, 152, 224, 336, 338
— глыбовая 135, 300, 312, 390
— плит 20, 26, 102, 107, 111, 154, 158, 173, 201, 228, 244, 248, 250, 260, 311, 314, 317, 321, 323, 343, 354, 403, 485
Тектонические окна 242, 244
Теллуриды 167, 425
Телфорд, гравелиты 50
Тена, формация 482
Тенмайл-Крик, формация 279
Теннант-Крик, бассейн 31
Тепловые потоки 165, 174, 312, 325, 337, 378
«Тепуи» 444
Тер-Бас, о. 123
Тереза, формация 274
Терезина, формация 431
Теркс, о. 103, 107
Тер-От, о. 123
Террапиннан, граниты 43
Террапиннанская орогеническая фаза 43
Террасирование 97, 215, 280, 282, 408
Террасы абразионные 60, 97, 175, 196, 198, 203, 204, 211, 215, 216
— аккумулятивные 97, 353
— береговые 128
— древние 68, 140
— затопленные 112, 186
— континентальные 285, 286, 312, 314
— морские 112, 119, 128, 131, 140, 169, 216, 217
— наклонные 156, 157, 164, 168
— окаймляющие 171
— плейстоценовые 101, 152, 357
— погруженные 187
— подводные 109, 118, 149, 193, 200, 202
— поднятые 97, 116, 138, 185, 186, 213, 241, 267, 315, 351
— речные 68, 118, 147, 345, 366
— ступенчатые 345
— фронтальные 199, 208
— эвстатические 129, 140, 152, 196, 204
— эрозионные 110, 175
Те-Снэрс, о. 181
Тетагуч, вулканогенно-осадочный пояс 246, 247
— группа 248
— толща 248
Тетиароа, о. 199
Тетис 181, 182, 409
Тетровиль, известняки 292, 294
Теуантепек, перешеек 300
Техасский линеамент 337
— цикл седиментации 390
Тибубарра-Уономинта, блок 22
Тига, о. 140
Тикопиа, о. 161
Тилли-Йорк, ледниковые глины 281
Тилли-Лисайд, ледниковые отложения 281
Тиллитовая группа 228
Тиллиты 17, 21, 25, 44, 45, 55, 56, 62, 65, 75, 81, 83, 92, 218, 430, 431
Тимбун, поверхность выравнивания 62
Тиморское море 29
Тингана, глины 51
Тиниан, о. 171
Тинтина, разлом (грабен) 231, 259, 261, 266
Тинтон, формация 330
Типпекану, осадочный комплекс 363
— цикл седиментации 387
Тирконелл, формация 278, 282
Титан 152, 259, 327, 385
Титанотерии 272
Титидзима, о. 173, 174
Титикака, оз. 426, 461
Тихий океан 87, 135, 173, 175, 183, 196, 200, 209, 215, 300, 301, 317, 451
Тихоокеанская впадина 378
— известково-щелочная серия 135
— котловина 135, 378
— плита 12, 13, 138, 145, 149, 152, 163—165, 188, 260, 321, 380, 424

— прибрежная равнина (низменность) 405, 413
— провинция фаунистическая 76, 160, 251
— серия (андезиты) 135
Тихоокеанский Береговой хребет 482, 484
— «континент» 135
— континентальный шельф 262
— подвижный пояс 76, 87, 101
— сейсмический пояс 484
— синклинорий 453
— склон 459
Тихоокеанских Кордильер США, регион 375—381
«Тихоокеанское огненное кольцо» 135
Тиюяку, формация 482
Тобаго, о. 99, 133, 134
Тодос-Сантос, формация 402
Тодстул, песчаники 349
Тодстул-Парк, заповедник 349
Токантинс, группа 416
Токантинс-Тапанос, кратон 416
Токвепала, диориты 462
Токелау (Юнион), о-ва 176, 203
Толедо, формация 402
Толеитовая серия 213
Томаго, угленосная свита 25
Томкинсон, хр. 40
Томонда, формация 111
Томот-Понд, серпентинитовый пояс 27
Тонга, желоб 10, 162, 163
— (Дружбы), о-ва 12, 135, 154, 162—164, 180, 196
Тонга-Кермадек, желоб 10, 13, 139, 164
— островная дуга 12, 139, 153
— подводный хребет 12, 13, 139, 153
Тонгатабу (Тонгатапу), о. 162
Тонг-оф-те-Ошен, зал. 103, 105, 106
Тонто, формация 131
Торнклифф, формация 278, 281
Торолд, формация 276, 277
Торренс, оз. 44, 49
Торреон-Монтерей, зона сдвигов 308
Торрес, желоб 153, 159
Торреса, прол. 140
Торрованги, группа 21, 22
Тортачилла, известняки 49
Тортола, о. 108—110
Тортон, группа 253
Торф 218, 310, 412, 458, 467
Траверс, группа 278
— известняки 279
Травертины 112
Трансамазонский орогенез 438, 446
— орогенический цикл 416, 448, 464, 471, 475
— тектоно-магматический цикл 439
Трансантарктические горы 75, 77, 80, 82, 83, 86
«Трансантарктический рифт» 75
— эскарп 75, 76
Трансгрессия атлантическая 420
— фландрская 50, 52, 150, 152, 183
Трансконтинентальный свод 220, 231, 388, 389
Трансляция плит 224
Трансмексиканский вулканический пояс 306
Транспампинские сьерры 422
Трейдуотер, группа 362
Тремпело, доломиты 362
Трент, формация 330, 331
Трентон, группа, толщи 248, 275, 292, 294, 296
Трес-Ислас, формация 472
Тридцать восьмой параллели, линеамент 365
Тридцать шестой параллели, линеамент 361
Трилобиты 22, 32, 36, 54, 63, 65, 80, 82, 218, 246, 265, 286, 293, 294, 296, 308, 425, 430, 431
Триндади, комплекс 216
— линеамент 217
—о. 215, 216
Тринидад, о. 99, 122, 133, 134, 415, 433, 435
Тринити, группа, серия, формация 81, 358, 359
— зал., трог 243, 245, 309
Тристан-да-Кунья, о-ва 87, 91, 95—97
Трондар, вулкан 422
Труа-Ривьер, формация 110
Трук, о-ва 169, 170
Труро, вулканиты 44
Туамоту, о-ва 197, 198, 203
Тубарао, серия 431, 457
Тубуаи (Южные), о-ва 204
Тубуаи-Ману, о. 199
Туид, комплекс 26
Туй-Карьяко, впадина 435
Тукано, базальты 446
Ту-Крикс, межстадиалы 278
Тулуман, вулкан 139
Тундра 182, 319
— перигляциальная 365
Турбидиты 15, 23, 24, 54, 64, 81, 109, 122, 127, 155, 249, 265, 314, 379, 483
Туркино, пик 114
Тускалуза, формация 329, 330
Тутуила, о. 201
Тухуа, орогенез 180
Тьягтон, трог 261, 265, 266
Тяжелые минералы 72, 413
Уаикато, впадина 179
Уаиута, формация 180
Уаирарапа, впадина 180
— гора 180
Уайаллабаинг, хр. 42
Уайетт, впадина 79
Уайзо, впадина (бассейн) 17, 31—34
Уайканианская фаза складчатости 42
Уайлдернес, свита 247
Уайнгейт, песчаники 341
Уайрпул, песчаники 276
Уайт-Бей, зал. 252
Уайт-Волл, формация 128
Уайт-Клиф, глубоководная терраса 27
Уайтмад, формация 270
Уайт-Маунтинс, горы 367
— вулкано-плутоническая серия 372
Уайтпиджонское опускание 44
Уайт-Ривер, группа 348—350
— толща 347—349
Уайт-Рок, формация 247, 248
Уайтрок-Мармор, группа 247
Уайтуотер, вулканиты 70
Уайтхорс, трог 261, 265
Уаккамау, формация 330
Уаро, известняки 292
Уарраманга, «геосинклиналь» 31, 33
Уартатаканская орогеническая фаза 43
Уатуман, серия 430
Увеа, о. 140, 204, 205
Углеводороды твердые 344
Угли бурые 19, 34, 38, 47, 61, 66, 145, 147, 183, 240, 272, 317, 321, 391, 403, 437
— каменные 17, 18, 25, 34, 45, 52, 53, 55, 58, 71, 72, 110, 133, 177, 179, 183, 231, 233, 239, 240, 266, 272, 289, 290, 307, 313, 323, 324, 326, 344, 353, 360, 367, 374, 381, 408, 425, 433, 437, 479
Уениты 151
Уикеро, серицитовые сланцы 43
Уилга, впадина 70, 71
Уилкокс, слои 359
— серия 329
— формация 330, 358
Уилкса Земля 76
Уилламет, долина 375
Уилламет-Пьюджет-Саунд, депрессия 376, 377
Уилланга, впадина 47
Уиллард, надвиг 330
Уиллистон, бассейн, впадина 271, 347, 388
Уиллоран, хр. 44
Уиллоранский горизонт 44
Уиллоу, группа 70
Уильяма, блок 42, 43, 45
— комплекс 21, 22, 28, 43
Уиндермир, обломочные отложения 268
— серия 284, 286
Уинд-Ривер, горы 223
Уинтерборн, формация 263
Уинтон, формация 39, 47
Уипентайк, формация 64
Уиртон, формация 276
Уитлесси, ледниковое оз. 366
Уитни, горы 310
Уиттеберг, серия 84
— сланцы 84
Улуа, прогиб 409
Улуа-Фонсека, грабен 408
Умбератана, группа, серия 43, 44, 48
Умутак, формация 169
Ундуляции 287
Уобашан, формация 269
Уогга, антиклинорий 23, 24, 28
— метаморфический пояс 23
— окраинное море 27
Уокер-Лейн, зона смятия, линеамент 337
Уолластон, формация 278, 282
Уоллис, о. 204, 205
Уоллун, угленосная свита 26, 46
Уолпол, о. 140
Уолтерсберг, песчаники 362
Уолфвилл, формация 254
Уомбл, глины 363
Уономинта, комплекс, толща 21, 22, 27
Уонгеррип, пески 67
Уопиаби, формация 270
Уопити, формация 270
Уорбертон, р. 51
Уоринен, формация 51, 52
Уорли-Хилл, формация 330
Уорнинг, горы 26
Уоррамбангл, вулкан 26
Уорсо, известняки 362
Уосатч, горы 223, 355, 337, 338, 383
— линия 336, 387, 389, 391
— формация 338, 386

Уосатч-Сан-Хосе, формация 341
Уотлкови, граниты 42
Уотрос, формация 270
Уотт-Маунтин, формация 270
Уошикемба, формация 127, 128
Уошито (Уачита), горы 221, 311, 313, 360, 365
— зона разломов 347
— орогенический пояс 355, 357
— формация 358
Уполу, о. 202
Уралитизация 163
Уран 15, 34, 43, 52, 183, 194, 233, 259, 339, 344, 360, 381, 391, 425
Уранинит 259
Урановая смолка 259
Урановые соли 391
Ураноторит 259
Урей, известняки 341
Урелла, разлом 68
Уруасу-Минасский цикл 416
Уругвай 471—475
Уругвай—Риу-Гранди-ду-Сул, плато 427
Уругвай-Тандилья, кратон 417
Уступы погребенные 278
— подводные 213
— сбросовые 169, 171, 177, 178, 186, 188, 212, 241, 334, 336, 338, 427
Уто, формация 330
Уэйк, о. 172, 175, 176
Уэлерс-Блафф, формация 67
Уэнмен (Вулф), о. 212
Уэнона, формация 330
Уэрнек, горы 261, 262, 265, 284
Уэстерн-Найн, провинция 256
Уэст-Лафониан, слои 84
Уэстленд, кристаллические сланцы 180
— регион 177
Файенсфорд, глины 67
Факпи, свита 169
Фалаватра, группа 416, 464
Фалкон, вулкан 162
Фалла, формация 79
Фалсино, гранулиты 446
Фангалоа, лавы 202
Фангломераты 54, 371, 374
Фанди, геосинклиналь 244, 252, 253
— зал. 221, 242, 252, 254
Фаральон-ди-Мединилья, подводное плато 171
Фаунтин, формация 388
Фации метаморфические
— амфиболитовая 80, 94, 225, 226, 245, 257, 288
— аспидных сланцев 246, 251, 252, 424
— глаукофановых сланцев 377
— гранатовая 401
— гранулитовая 225—227, 416, 445
— зеленосланцевая 15, 63, 68, 70
— цеолитовая 117
— эпидот-глауконитовая 231
Фации осадочные
— *геосинклинальные* 221, 226, 231, 239, 247, 262, 285, 303, 311, 315, 347, 369, 371, 382, 423, 448
— континентальные 20, 44, 71, 87, 111, 145, 220, 227, 231, 240, 250, 265, 266, 290, 312, 329, 348, 448, 453, 461, 483
— мелководно-морские 22, 39, 44, 56, 70, 82, 104, 128, 144, 179, 244, 268, 276, 285, 359, 389, 418, 424
— *морские* 37, 45, 64, 95, 100, 106, 110, 116, 120, 146, 155, 239, 262, 279, 301, 304, 314, 325, 359, 371, 420, 424, 453, 462, 472, 474, 482
— платформенные 231, 244, 275, 285, 289, 302, 305, 313, 369, 371
— шельфовые 239, 240, 437, 439, 446, 449
Фейруэзер, формация 63, 79
Феникс, о-ва 205
Фентон, разлом 70
Ферберит 267
Фердинанд, разлом 40
Фернандина (Нарборо), о. 210, 212
Фернанду-ди-Норонья, зона разломов 216
— гора, о. 215
Ферн-Гленн, формация 362
Ферни, формация 270
Феррар, вулканиты, долериты 77, 79, 84
Феррикреты 51, 110, 150
Ферробазальты 212, 213
Ферчайлд, формация 79
Фиджи, о-ва 9, 12, 135, 145, 164—167, 197, 201, 205
— платформа 165
— свод 274
«Фиджийский ороклин» 153
Фиджийское подводное плато 10, 153, 164
Филип, о. 158
Филиппинское море 170
Филиппсон, оз. 45
Фина-Сису, формация 175
Финдли, свод 361
Фирн, фирновый лед 143, 329
Фицрой, грабен 70
Фицрой—Торренс, *зона разломов* 40
Флиндерс, гнейсы 42
— о. 58
— хр. 40, 43—45
Флинт-Ривер, формация 301, 320, 330, 379
Флиш 24, 111, 112, 120, 122, 127, 133, 239, 301, 320, 379
Флора, слои 81
Флорентино, формация 112
Флорида, п-ов 98, 103, 222, 327, 353
Флоридское поднятие 329
Флуктуации 230
Флюорит 252, 253, 266, 307, 367
Фокаофо, атолл 203
Фокс-Бей, слои 84
Фокс-Хиллс, толща 348
Фолклендские (Мальвинские) о-ва 82, 84, 86, 218, 219, 419, 423
Фолклендский прол. 218
Фолклендское подводное плато 218
Фон-дю-Лак, песчаники 362
Фонсека, зал. 407, 408
Фонтен, известняки 331, 404
Фораминиферы 32, 45, 46, 82, 109, 118, 119, 121, 128, 133, 140, 145, 160, 163, 168, 179, 198, 207
Форбс, антиклинорий 23
Формайл-Дам, формация 279
Формы ледникового рельефа:
«бараньи лбы» 472
«валунные мостовые» 17
валуны моренные 75
—эрратические 18, 45, 58, 71 75, 82, 241, 309, 365
ледяные бугры 319
— плотины 83
Фортескью, группа 70
Форт-Крик, формация 269
Форт-Монро, поднятие 238
Форт-Нельсон, межгорная впадина 268
Форто, формация 296
Форт-Юнион, формация 348
Фоссил-Вуд, угленосная свита 46
Фоссил-Хилл, формация 276
Фосфатизация 151, 213, 215
Фосфориты 34, 63, 127, 140, 167—170, 203, 214—216, 290, 307, 333, 388, 437, 472
Фрай-Бентос, формация 473
Фрайле-Муэрто, формация 472, 473
Франклин, гора 268, 284, 287
Франклинская геосинклиналь 228, 233, 235—237, 241
Франкония, песчаники 362
Францисканский меланж 378
— комплекс 378
Фредериксберг, группа, формация 358
Фредериктон, трог 249
Фремоу, формация 79
Френчман, формация 270
«Френчменский» орогенез 53
Фром, впадина 48
Фронт гор 334, 336, 346, 347, 381
Фрутланд, формация 341
Фтор 252
Фуллертон, формация 351
Фулхэм, пески 51, 52
Фумаролы 82, 88, 96, 132, 212, 414
Фунафути, о. 167, 168
Фундамент кристаллический 105, 218, 225, 227, 231, 260, 285, 301, 310, 323, 373, 384, 401, 438, 444, 471
Фундамента, выступы 33, 34, 36, 216, 233, 273, 274, 313, 407, 416
Фурнас, формация 472
Фуршу, осадочно-вулканогенная свита 244
Фуссельман, доломиты 342
Фьордленд, регион 177, 182
Фэруэтер, горы 319
Хаапаи, о-ва 162
Хааст, кристаллические сланцы 11
Хави, серия 190
Хагман, формация 175
Хагуа, формация 99
Хайлендкрофтская серия 371, 372
Хайманитас, формация 116
Хаймарака, формация 438, 439, 447—449
Хайндмарш, глины 50, 51
Хайнесвилл, формация 358
Халапатагуа, разлом 407
Халеакала, вулкан 192
Халемаумау, кальдера 186
Халимеды 208
Халиско-Никол, разлом 306
Халл, формация 47, 292
Халлет-Ков, песчаники 49
Халфуэй, формация 270
Халькозин 310, 426
Халькопирит 28, 157, 229, 258, 310
Хальмахера, о. 144
Хамакуа, серия 191
Хамерсли, группа 70
— прогиб 68, 70
— хр. 15

Хана, серия 190
Хангри-Холлоу, формация 279
Хантер, зона разломов 383
— подводный хребет 153, 159
— река 24, 25
Хантер-Боуэн, ороген 11
— хр. 18
Хантер-Боуэнский орогенез 11, 18, 20, 25
Хантерский орогенез 28
Харбор, граниты 77, 79
Харбор-Мейн, формация 244
Хардинг, песчаники 387
Хардинес-де-ла-Рейна, арх. 114
Хардинсберг, песчаники 362
Харрисон, формация 350
Харт, долериты 70
Хатибоніко, разлом 114
Хаттерас, впадина 328
— мыс 329
Хаттон, песчаники 46
Хатчисон, группа 42
Хаураки, равнина 179
Хаупу, формация 190
Хеемскирк, антиклинорий 60
Хей-Ривер, известняки 269
Хейр-Индиан, формация 269
Хелл-Крик, толща 348
Хелмс, известняки 342
Хемингфорд, группа 350
Хеновеса (Тауэр), о. 210
Хенсон, мраморы 79
Херви, континентальный бассейн 28
Хермит, о-ва 139
Хермоза, известняки 341
Хёрд, о-ва 15, 94—96
Хива-Оа, о. 198
Хидден, бассейн 77
Хилл-Энд, трог 23, 24, 27
Хилина, серия 191
Хинкли, разлом 40
Хиткот, зона разломов 27
Хлоритизация 151
Ходжкинсон, впадина, подвижный пояс 11, 35, 37
Ходжуотер, вулканогенно-осадочная свита 244
Хок-Бей, формация 293, 296
Хокс-Бей, впадина 180
Хоксбери, группа, песчаники 18
Холдредж, формация 351
Холирудский батолит 244
Холмы эоловые 104
Хольин, формация 482
Хонолуа, серия 190
Хономану, серия 190
Хорлик, горы 75, 82
— формация 84
Хорн (Футуна), о. 204, 205
Хорнерстаун, формация 330
Хоскиннини, глинистые сланцы 341
Хоста, песчаники 341
Хостон, слои 358, 359
Хоторн, формация 330
Хоттон, песчаники 26
Хребтов и Впадин, провинция 138, 300, 301, 305
— рельеф 138
Хребтов и Долин, провинция 221, 254, 314, 322, 323, 325, 326, 367
— рельеф 272
Хребты подводные, сейсмически активные 87, 90, 95
Хром 114, 152, 267 381, 401, 433, 441, 470
Хромит 183
Хуалалаи, вулкан 189
— остров 194
— серия 191
Хаункабамба, структурный изгиб 480
Хуан-Фернандес, горы 215
—о-ва 219
Хуастека, ортогеосинклиналь 302
— складчатый пояс 302
Хуахине, о. 199
Хуиарау, хр. 178
Хуон, п-ов 147
Хьюм, формация 269
Хэмилл, известняки 288
Центральная Америка 113, 116, 211, 214, 223, 300, 398—414
Центральная депрессия (Куба) 115, 410
— — (Сальвадор) 413
Центральная зона Чили 476, 478
Центральная меса (плато) Мексики 300, 301, 304, 306
— низменность США 311, 313
— платформа Канады 238, 239
— плита Северо-Американской платформы 311—313
Центральноамериканская дуга 102
Центральноамериканский желоб 404, 405, 407, 410, 414
— метаморфический пояс 99
Центральнобразильский щит 416, 417, 423, 425, 426, 428, 429, 431, 455, 461, 484
Центральноджорджийское поднятие 328
Центральное плато Бразилии 427
Центральное нагорье Новой Гвинеи 12, 141, 143—148
Центральноиндийский подводный хребет 93, 94
Центральнопарагвайский свод 455, 457
Центральнотихоокеанский квадрант 168
— регион 172, 173
Центральные платформы 239
Центральный хребет Гренландии 227
— — Новой Гвинеи (Сентраль-Рейндж) 141—148
Центры вулканические, эруптивные 121, 123, 126, 128—132, 157, 159, 162, 167, 171, 210, 211, 380, 411, 484
— оледенения 243
— седиментации (депоцентры) 354, 355, 358
Цефалоподы 64, 150
Циклотемы 56, 365
— пенсильванские 364
Циклы геотектонические 303, 320, 444
— орогенические 9, 133, 416
— пенепленизации 444
— седиментации 58, 206, 228, 286, 358, 364, 420
— эрозионные 444, 468
Цинк 28, 34, 38, 52, 53, 57, 152, 183, 233, 258, 307, 327, 381, 391, 408, 413, 425, 426, 463
Цинциннати, свод 313, 324, 360, 361
Циркон 28, 34, 72, 433
Циркумтихоокеанский складчатый пояс 75
Цунами 186
Чагуотер, формация 348, 389
Чадрон, формация 348—350
Чайнли, глинистые сланцы 341
Чако, прогиб 455
Чако-Пампы, равнина 422, 423
— регион 420
Чапаяль, впадина 402
Чарлстон, граниты 42
— надвиг 42
— орогеническая фаза 42
Чарлтон, формация 330
Чатем, о. 176, 181
— подводное поднятие 10
Чачаль, формация 402
Чедабукто, зал. 253, 254
Чейзи, группа 292, 293
Чейн, зона разломов 216
Челленджер, пучина 171
Челленджерит 217
Чемберлен-Брук, формация 309
Чеплтон, формация 120
Черепахи сухопутные 211
Черные пески 183, 186, 190, 191
Черритри, межстадиал 278
— оледенение 278, 282
Черчилл, провинция 237, 256, 257
Чесапик, группа 330
Чесапикский зал. 223
Четем, прогиб 274
Чикаго, ледниковое оз. 282, 366
Чикахомини, формация 330
Чикитос, складчатый пояс 426
Чили 475—480
Чилийско-Аргентинский прогиб 420
Чимборасо, вулкан 483
Чинаруко, формация 447
Чинли, формация 343
Чинчага, формация 269
Чирики, вулкан 411
— зал. 411
Чиррипо-Гранде, горы 411
Чолки-Инлет, фьорд 177
Чоптанк, формация 330
Чочаль, формация 411
Чугач, горы 319, 320
Чуй, формация 474
Чукотка 317
Чьяпас, грабен, депрессия 402
— массив 353, 401
Шакуак, грабен, желоб 259
Шалер, возвышенность 242
— зал. 250
Шалера, линия 328
Шамплейн, оз. 368
Шамплейнское море 279, 282
Шанерамп, конгломераты 341
Шапада-ду-Арарипи, гипсы 431
Шапады 427
Шарк-Ривер, формация 330
Шатоге, кварцевые песчаники 293, 296
Шафтсбери, формация 270
Швы тектонические 115, 304
Шедоу-Лейк, формация 275
Шеелит 61, 267, 433
Шейкопи, доломиты 362
Шеклтона, хр. 79, 81
Шермана, хр. 383
Шерман-Фалл, формация 292
Шикотт, формация 292
Шикшок, зона разломов 245
— формация 245
Шип-Крик, формация 350

Шипрок, интрузивный массив 383
Шор-Хилс, почвы 209
Шотландские слои 100
Шотландский шельф 246, 254
Шотмана, пенеплен 384
Шошон, горы 336
Шошониты 13, 166
Штокверки 161, 258
Шуазёль, о. 159
Шуазёль-Саунд, слои 84
Шугар-Ловс, дациты 179
Шугар-Лоф, останцы 349
Шунавон, формация 270
Шусуоп, метаморфический комплекс 287, 288, 290
Шуто, известняки 362
Эвапоритовая серия 232
Эверард, хр. 40
Эверардийская фаза складчатости 42
Эвергрин, глинистые сланцы 26
Эвингтон, группа 323
Эвкриты 95, 96, 212
Эгмонт, вулкан 179
— формация 179
Эдавейл, бассейн 35, 36
Эджвуд, доломиты 362
Эджклиф, пачка 277
Эдмонтон, формация 271
Эдуардс, плато 344
Эйнаки, поднятие 36
Эйнасли, метаморфиты 15
Эйр, бассейн 28, 40
— оз. 18, 29, 36, 40, 47, 48, 51
— п-ов 42, 46
Эквадор 480—485
Эквадорский шельф 484
Экка, серия 84
— угленосная свита 84
Эксума, зал. 103, 106
Эксшоу, формация 269
Элберт, известняки 341
Элдон, группа 64
Элеонор-Бей, группа 228
Элефант, о-ва 90
Элк-Пойнт, впадина 268
— формация 269
Эллеф-Рингнес, о. 240
Эллис, о-ва 167
Эллис-Бей, формация 292, 296
Элсмир, о. 232, 235, 237, 240
Элсмирский орогенез 232, 241
Элсонский орогенез 230, 256, 257
Элсуэрт, горы 80—82
Элсуэрт-Пенсакола, поднятие 84
Эль-Бару, гора 410
Эль-Бауль, свод 435
Эль-Вьехо, вулкан 410
Эль-Пасо, известняки 342
Эль-Сауке, структурная депрессия 475
Эльютера, о. 103, 104
Эманации 167
Эмбир, сланцы 64
Энаргит 463
Эндердон, пачка 277
Эниветок, о. 168, 172
Энкрусихада, гранитный комплекс 447
Эннери, формация 111
Энрикильо, оз. 111
Энтрада, песчаники 341, 389
Энтре-Риос, формация 473
Эолианиты 41, 40, 68, 71, 103, 104, *108, 112, 128, 151, 186, 206, 209, 216*
Эпейрогенические движения 18, 19, 34, 66, 68, 142, 144, 187, 246, 255, 257, 385, 419, 429, 431, 435, 455
Эпидотизация 96, 308
Эрамоса, формация 276
Эребус, вулкан 82
Эри, ледник 278
— межстадиал 278
— оз. 274, 275, 281
Эрикс-Фиорда, формация 226
Эрли, вулкан 82
Эрмоса, формация 388
Эрнабальская фаза складчатости 42
Эроманга, бассейн 32, 35—38
— о. 154, 156
— серия 36
Эрроусмит, гора 22
Эск, грабен 37
Эскамбрай, горы 114
Эскобар, серия 458
Эспиньясская геосинклиналь 428
Эспиньясский орогенический цикл 416
— *седиментационный цикл* 416
Эспиньясу, группа 416
Эспириту-Санто, о. 153, 155, 157
Эст, о. 94
Эстрада-Нова, формация 473
Этаданна, формация 48, 49
Этлин, трог 261
Эттрик, формация 49, 67
Эуа, о. 163
Эусебио-Апала, песчаники 458
Эфате, о. 156, 157
Эфебий (Афебий) 230, 231, 234, 257
Эшфорд, угленосная свита 25
Юго-Восточного хребта, толща 131, 132
Юго-Восточное плато 427
Юго-Восточный выступ плато Колорадо 338—340, 343
Юго-Восточный хр. 131, 132
Южная Австралия 15, 22, 39—52, 70
— Америка 86, 128, 211, 221, 415—485
— Георгия, о. 82, 88, 89, 97
Южно-Американская платформа 416
— плита 462
Южно-Американский желоб 408
— шельф 98
Южно-Арканзасский грабен 357
Южногайанская группа 438
Южногайанский (Южногвианский) гранитный *комплекс 439, 447*
Южное плато (Бразилия) 427
Южной Саванны, граниты 439, 449
Южно-Мексиканский желоб 404
Южно-Тихоокеанское поднятие 182
Южно-Фиджийская котловина 10
Южные Альпы, хр. 177, 178, 182
— нагорья 66
— Оркнейские о-ва *82, 89, 90, 97*
— Сандвичевы о-ва 88, 89, 97
— Шетландские о-ва 77, 82, 90, 97
Южный, о. 11, 176, 177 181, 183
Южный океан *80, 83*
— полюс 75, 76, 148
Южных Равнин, область 62
Юинта бассейн 339, 340
— горы 223, 340
— поднятие 391
Юинта-Маунтин, пенеплен 387
Юкатан, желоб 224
— п-ов 114, 300, 305, 353
Юкатанская котловина 98, 99
Юкатанский прол. 114
— шельф 402
Юкла, впадина (бассейн), синеклиза 18, 46, 47, 49, 71
Юкон, плато 259, 265
— река 265, 319
— территория 220, 259
Юконско-Тананское плато 320
Юриканский орогенез 232, 237
Юрикский орогенез 241
— складчатый пояс 241
Юта-Вайомингский шельф 387
Юта, оз. 335
Ютика, группа, толща 248, 292, 294, 296
Ягвари, формация 473
Яге, группа 112
Яднамутана (тиллиты), подсерия 44
«Ядро Центральной Америки» 408
Яке-дель-Норте, р. 111
Ямайка, о. 98, 100, 113, 119
Ямайский комплекс основания 99
Ямба, формация 52
Янг, о. 96
Янум, известняки 169
Яп, желоб 170
— о-ва, островная дуга 169, 170
Японский желоб 173
Яп-Паула, островная дуга 169
Япу, формация 430
Яранклинская геосинклиналь 232
Ярданги 334
Ярмут, межледниковая стадия 209
Яррол, бассейн, синклинорий 36, 37
Ясоур, вулкан 154
Ясс, синклинорий 23

СОДЕРЖАНИЕ

От переводчика 5

Предисловие редактора к американскому изданию 6

Австралазия 9

Австралия 15

Новый Южный Уэльс 20
Северная территория 29
Квинсленд 34
Южная Австралия 39
Тасмания 52
Виктория 61
Западная Австралия 68

Антарктида 75
Субантарктические острова 87

Вест-Индия (Карибский регион) 98

Багамские острова 103
Теркс и Кайкос 108
Большие Антильские острова . . . . . —
Виргинские острова . . . . . —
Гаити 110
Доминиканская Республика 111
Каймановы острова 113
Куба 114
Пуэрто-Рико 117
Ямайка 119
Малые Антильские острова 121
Антигуа . . . . . —
Барбадос . . . . . —
Гваделупа 122
Гренада 124
Доминика 125
Мартиника . . . . . —
Монтсеррат 126
Наветренные острова 127
Нидерландские Антильские острова . . . —
Подветренные острова . . . . . —
Сент-Винсент 131
Сент-Кристофер, Невис и Ангилья . . . —
Сент-Люсия 133
Тринидад и Тобаго . . . . . —

Океания 135

Меланезия 137
Бисмарка архипелаг . . . . . —
Кермадек острова 139
Луайоте острова 140
Новая Гвинея . . . . . —
Новая Каледония 149
Новые Гебриды 153
Норфолк 157
Соломоновы острова 158
Тонга (Дружбы) острова 162
Фиджи острова 164
Микронезия 167
Гилберта и Эллис острова . . . . . —
Гуам 169
Каролинские острова . . . . . —
Марианские острова 170
Маршалловы острова 172
Нампо острова 173
Науру 174
Сайпан 175
Уэйк . . . . . —
Новая Зеландия 176
Полинезия 183
Гавайский архипелаг . . . . . —
Кука острова 196
Лайн острова (Центральные Полинезийские Спорады) 197
Мангарева (Гамбир) острова . . . . . —
Маркизские острова 198
Ниуэ (Савидж-Айленд) . . . . . —
Общества острова 199
Пасхи и Сала-и-Гомес острова 200
Питкэрн острова . . . . . —
Самоа Восточное 201
Самоа Западное 202
Таити . . . . . —
Токелау (Юнион) острова 203
Туамоту острова . . . . . —
Тубуаи (Южные) острова 204
Уоллис и Хорн (Футуна) острова . . . . . —
Феникс острова 205

Острова Атлантического, Индийского и Тихого океанов 206
Бермудские острова . . . . . —
Галапагос острова 209
Клиппертон 213
Кокосовые (Килинг) острова 214
Ревилья-Хихедо острова . . . . . —
Рождества остров . . . . . —
Сан-Амбросио и Сан-Феликс острова 215
Фернанду-ди-Норонья, Рокас, Триндади, Мартин-Вас, Сан-Педро и Сан-Паулу острова —
Фолклендские (Мальвинские) острова . . . 218
Хуан-Фернандес острова 219

Северная Америка 220

Гренландия 225
Канада 230
Арктический архипелаг 233
Атлантические провинции Канады 242
Канадский щит 254
Канадские Кордильеры (внутренний и западный пояса) 259
Провинция Великих равнин Канады . . . 267
Впадина Онтарио 272
Регион Скалистых гор и Восточных Кордильер 284
Низменность реки Св. Лаврентия в Квебеке 290

Мексика 300
Сен-Пьер и Микелон острова 307
Соединенные Штаты Америки 310
Аляска 317
Аппалачский регион 321
Приатлантическая равнина 327
Провинция Бассейнов и Хребтов 333
Провинция плато Колорадо 338
Провинция Великих равнин 344
Примексиканская равнина 353

Регион Среднего Запада 360
Регион Новая Англия 367
Регион Тихоокеанских Кордильер США 375
Провинция Скалистых гор 381

Центральная Америка 398

Белиз (Британский Гондурас) 404
Гватемала 405
Гондурас 407
Коста-Рика 409
Никарагуа 410
Панама 411
Сальвадор 413

Южная Америка 415

Аргентина 421
Боливия 425
Бразилия 427
Венесуэла 433
Гайана 437
Гвиана (Французская) 442
Гвианский щит 443
Колумбия 451
Парагвай 454
Перу 459
Суринам 463
Уругвай 471
Чили 475
Эквадор 480

Предметно-географический указатель 486

ЭНЦИКЛОПЕДИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ МИРА

Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию)

Редакторы издательства
Т. М. Пономарева,
Э. М. Бородянская

Переплет художника
Д. М. Плаксина

Технический редактор
Н. П. Старостина

Корректоры
В. Н. Малахова,
Н. Н. Степанова

Сдано в набор 27.05.80. Подписано в печать 13.10.80. Формат 84×108 1/16. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 53,76. Уч.-изд. л. 82,22. Тираж 5000 экз. Заказ № 166/507. Цена 6 р. 40 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
193144, г. Ленинград, ул. Моисеенко, 10.

А. ОКЕАНИЯ

1. о-ва Гилберта
2. о-ва Эллис
3. о-ва Феникс
4. о-ва Уоллис и Хорн
5. о-ва Фиджи
6. о-ва Тонга (Дружбы)
7. о. Ниуэ
8. о-ва Западное Самоа
9. о-ва Восточное Самоа

Б. ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА И ВЕСТ-ИНДИЯ

1. КУБА
2. о-ва Кайман
3. ЯМАЙКА
4. ГАИТИ
5. ДОМИНИКАНСКАЯ РЕСПУБЛИКА
6. ПУЭРТО-РИКО
7. о-ва Теркс и Кайкос
8. Виргинские о-ва
9. о-ва Сент-Кристофер
10. о. Монтсеррат
11. о. Антигуа
12. о. Гваделупа
13. ДОМИНИКА
14. о. Мартиника
15. СЕНТ-ЛЮСИЯ
16. СЕНТ-ВИНСЕНТ И ГРЕНАДИНЫ
17. БАРБАДОС
18. ГРЕНАДА
19. ТРИНИДАД И ТОБАГО
20. БЕЛИЗ
21. ГВАТЕМАЛА
22. САЛЬВАДОР
23. КОСТА-РИКА
24. ПАНАМА
25. ГОНДУРАС
26. НИКАРАГУА
27. Нидерландские Антильские о-ва

В. ЮЖНАЯ АМЕРИКА

1. КОЛУМБИЯ
2. ВЕНЕСУЭЛА
3. ГАЙАНА
4. СУРИНАМ
5. ГВИАНА (ФР.)
6. ЭКВАДОР
7. БОЛИВИЯ
8. ПАРАГВАЙ
9. УРУГВАЙ
10. ЧИЛИ

ГРЕНЛАНДИЯ
АЛЯСКА (США)
КАНАДА
Гудзонов залив
залив Аляска
СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА
США
о. Микелон
о. Сен-Пьер
Бермудские о-ва
Багамские о-ва
ВЕСТ-ИНДИЯ
Мексиканский залив
МЕКСИКА
о-ва Ревилья-Хихедо
ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА
о. Клиппертон
о-ва Галапагос
ЮЖНАЯ АМЕРИКА
БРАЗИЛИЯ
ПЕРУ
АРГЕНТИНА
Фолклендские о-ва
о. Южная Георгия
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН
ТИХИЙ ОКЕАН
Гавайские о-ва
о-ва Лайн
о-ва Токелау
Маркизские о-ва
о-ва Общества
о. Таити
о-ва Кука
о-ва Тубуаи
о-ва Мангарева (Гамбье)
о. Питкэрн
о. Пасхи
о-ва Сан-Амбросио, Сан-Феликс
о-ва Хуан-Фернандес
о-ва Нампо
Марианские о-ва
о. Уэйк
о. Сайпан
о. Гуам
Каролинские о-ва
Маршалловы о-ва
АРХ. БИСМАРКА
о. Науру
о. Ошен
Соломоновы о-ва
о-ва Луайота
о-ва Кокосовые (Килинг)
АВСТРАЛИЯ
о. Новая Каледония
о. Норфолк
о-ва Нермадек
АВСТРАЛАЗИЯ
НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ
о. Амстердам
о. Сен-Поль
СУБАНТАРКТИЧЕСКИЕ О-ВА
о-ва Крозе
о. Кергелен
о. Макдональд
о. Херд
АНТАРКТИДА

3353