МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

В. В. БЕЛОУСОВ

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ОКЕАНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1968

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

V. V. BELOUSSOV

THE EARTH'S CRUST AND UPPER MANTLE OF THE OCEANS

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
MOSCOW 1968

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

В. В. БЕЛОУСОВ

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ОКЕАНОВ

3404

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1968

Институт Геологических Наук Академии Наук Армянской ССР
Библиотека

УДК 210+551.462

Земная кора и верхняя мантия океанов. Белоусов В. В.

Книга посвящена вопросам глубинного строения, истории развития и происхождению океанических и морских бассейнов на земном шаре. В ней приводится обзор всех основных географических, геохимических и геологических данных о строении коры и верхней мантии под океанами и морями. Описываются также строение и история геологического развития опоясывающих океаны и моря материковых зон.

На основании обобщения и интерпретации геологических, геохимических и геофизических данных автор делает выводы о наиболее вероятном глубинном строении океанов и морей и о наиболее вероятных процессах, протекающих под ними в недрах Земли. Оцениваются различные гипотезы происхождения океанов, морей и материков и формулируются новые представления, наиболее отвечающие всей сумме имеющихся фактических сведений. Поскольку океанами покрыта большая часть поверхности Земли, в книге затрагиваются и анализируются наиболее общие вопросы развития и строения земного шара в целом (гипотезы плавания материков, расширения Земли, океанизации и др.). Книга рассчитана на геофизиков, геологов и геохимиков. Таблицы 5. Иллюстрации 74. Библиогр. 637 назв.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геолого-минералогических наук

Б. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ

2-9-5

168-68 (II полугодие)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга была задумана как продолжение предыдущей работы автора «Земная кора и верхняя мантия материков» (изд-во «Наука», 1966 г.). Однако и по объему, и по содержанию она оказалась больше и шире предыдущей. К этому привели следующие обстоятельства.

Во-первых, работая над предыдущей книгой, автор исходил из того, что советские читатели — геологи, геофизики и геохимики — достаточно хорошо знакомы с основными особенностями как поверхностного, так и глубинного строения и развития материков, и поэтому не было надобности излагать частный фактический материал. Достаточно было оперировать с этим материалом в обобщенной форме.

В данном случае положение иное. Фактический материал по геологии и геофизике океанов пока еще преимущественно разбросан среди множества статей, опубликованных в самых различных изданиях. Большая часть материала опубликована в иностранных изданиях. Те же сводные работы, которые появлялись как на иностранных, так и на русском языках, нельзя признать в достаточной мере систематичными и дающими цельное представление об имеющихся сведениях. В связи с этим автор считал своим долгом привести по возможности весь заслуживающий внимания фактический материал, как геологический, так и геофизический.

Следует, конечно, иметь в виду, что данные по геологии и геофизике океанов накапливаются чрезвычайно быстро. В данной книге были использованы материалы, опубликованные до конца 1966 г. Когда книга выйдет из печати, появится много новых сведений. Но автору не кажется, что быстрота накопления научных данных делает бесполезными сводки, имеющие хотя бы временное значение.

Во-вторых, автор привлек довольно широко данные по геологическому строению и развитию прилегающих к океанам зон материков. Это обстоятельство, возможно, требует некоторых пояснений.

Океаническая геология и геофизика получили бурное развитие за последние полтора десятка лет. За короткий отрезок времени в этой новой отрасли наук о Земле достигнуты поразительные успехи. Для нас по-новому, или, вернее сказать, заново открылся мир океанического дна, необычный и во многом парадоксальный. Трудно переоценить значение сделанных открытий для расширения представлений о строении и развитии земного шара в целом. Вспомним, что океаны и моря покрывают две трети поверхности Земли и что до самого недавнего времени наши знания о Земле строились на основании наблюдений на одной трети ее поверхности.

Естественно, что такие успехи не дались даром. Они потребовали больших усилий целых коллективов ученых, работа которых требовала, кроме личной энергии и индивидуального исследовательского таланта, крупных организационных мероприятий, кораблей и специального оборудования. Появились не только отдельные ученые, но и целые большие их группы и научные институты, занимающиеся специально геологией и геофизикой океанов и морей.

Возникающие задачи, решение которых требует большого напряжения, и используемые методы всегда определяют психологию ученого. И вот получилось так, что геология и геофизика океанов стала все больше отры-

ваться от геологии и геофизики материков. Это становится особенно хорошо заметным, когда мы знакомимся с общими идеями в проблеме строения и развития океанов, с основными геотектоническими гипотезами, исходящими из этой научной сферы. В этих идеях и гипотезах материки вдруг перестают жить той разнообразной и интенсивной геологической жизнью, которой они всегда жили и живут для всех «материковых геологов». В таких, если не возникших, то во всяком случае развившихся в последнее время в связи с исследованиями в океанах гипотезах, как гипотезы горизонтальных перемещений материков, конвекционных течений в мантии, расширения Земли, материки превратились в значительной степени в мертвые жесткие глыбы, являющиеся лишь рамами для тех явлений, которые разворачиваются в океанах. Для этих гипотез события на материках ограничиваются образованием рифтов и развитием геосинклиналей. Но строение и история последних понимаются при этом примитивно и просто неверно. Например, с помощью этих гипотез пытаются установить одновременность образования рифтов в океанах и сжатия геосинклиналей на материках и при этом вольно обращаются с геологической хронологией.

Таким образом, хотя успехи в изучении океанов, казалось бы, должны были привести к более цельным представлениям о Земле, на данной стадии они привели пока к расколу геологии на две в значительной степени несогласованные части — океаническую и материковую. При этом за громкими успехами океанической части стали как-то заглушаться голоса «материковых геологов» и создается впечатление, что последние в ряде случаев сдают свои позиции, как будто признавая, что «океанические геологи» имеют больше, чем они, прав и возможностей решать общие вопросы развития земного шара. И под напором новой, «океанической» интерпретации геологических и геофизических данных «материковые геологи» вдруг начинают сомневаться в тех своих аргументах, основанных на методах региональной и исторической геологии, которые еще недавно казались им неоспоримыми.

Конечно, такое положение является временным и связано с особенностями переживаемого момента в истории развития наук о Земле. Однако следует возможно чаще привлекать внимание к тому, что цельное представление о земном шаре и развивающихся в нем процессах может быть создано лишь на основе синтеза «материковой» и «океанической» геологии и геофизики, синтеза, в котором обе части окажутся равноправными и в котором не будут забыты или искажены такие принципиальные достижения «материковой» геологии, как представления о разделении земной коры на геосинклинали и платформы, о периодичности тектонических процессов, о закономерной последовательности тектонических движений разных типов и магматизма, о размещении суши и моря в разные геологические периоды и о палеогеографических условиях на протяжении геологической истории.

Автор отнюдь не собирается утверждать, что ему в какой-то мере удался такой синтез. Приведенными словами он лишь пытается оправдать свои довольно длительные экскурсы в области геологии окраин материков. Автор старался показать, что решение коренных вопросов строения и развития океанов невозможно без привлечения материала по строению и развитию материков, так же, впрочем, как историю материков сейчас нельзя рассматривать без данных об океанах. В последней главе приведены общие соображения о происхождении и развитии океанов, вытекающие из известного сейчас фактического материала. В этих соображениях поневоле много гипотетических элементов, и автор вполне сознает, что всякая гипотеза в естественной науке отражает лишь стадию в развитии наших представлений и существует только для того, чтобы на некотором кратком этапе направить дальнейшие исследования.

Автор приносит благодарность Б. А. Петрушевскому за советы и обсуждения.

Глава первая

РЕЛЬЕФ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Океанами и морями, как известно, покрыто 70% поверхности земного шара. Если отсюда исключить области шельфа и эпиконтинентальных морей, которые являются затопленными частями материков, то на долю собственно океанов и глубоких морей придется 50% земной поверхности.

Средняя глубина Мирового океана равна 3729 *м*. При этом по отдельным океанам она распределяется так: Тихий океан — 3940 *м*, Атлантический океан — 3575 *м*, Индийский океан — 3840 *м*, Северный Ледовитый океан — 1117 *м*.

Максимальная известная глубина находится в Марианском желобе и достигает 11 023 *м*. Для распределения глубин в океанах характерно, что 50% площади океанов лежит в пределах глубин от 4 до 6 *км* и 70% — в пределах от 3 до 6 *км* (Menard, Smith, 1966).

За последнее время появился ряд весьма полных сводок по топографии океанического дна, а также ряд новых карт его рельефа, содержащих богатый фактический материал (Хейзин, Тарп, Юинг, 1962; Леонтьев, 1963; Шепард, 1964; Панов, 1963; Удинцев, 1959, 1963; Менард, 1966; Hill: In «The Sea...», 1963; Heezen, 1960; Heezen, Tharp, 1961, 1965 a, b и др.), что освобождает нас от необходимости подробно освещать этот вопрос [1]. Мы ограничимся описанием самых основных особенностей рельефа дна океанов, подчеркивая те из них, которые наиболее важны для дальнейшего рассмотрения геологических и геофизических вопросов (рис. 1, 2; см. также рис. 34).

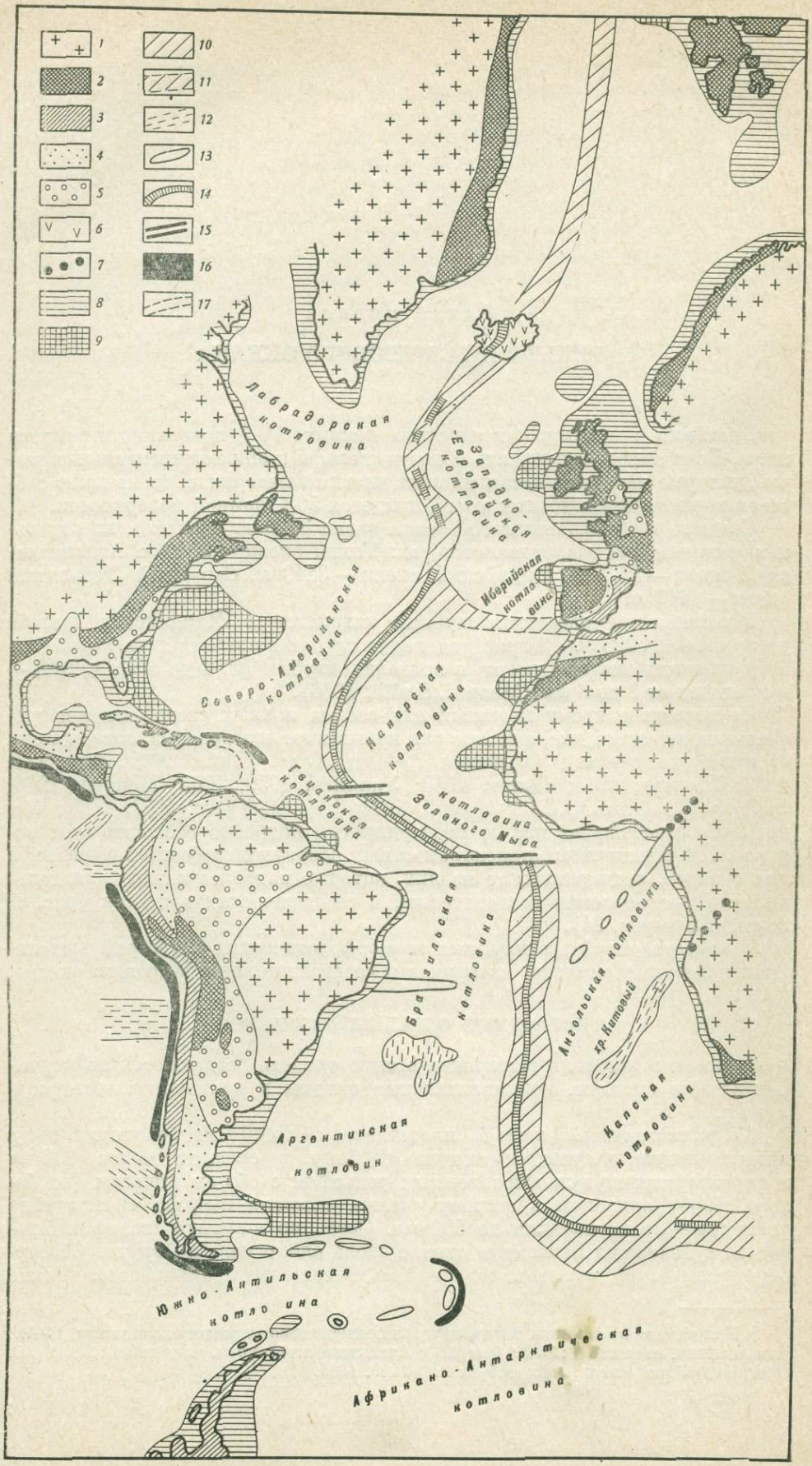
В качестве наиболее крупных геоморфологических категорий выделяются подводные окраины материков и собственно ложе Мирового океана.

ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ

Подводные окраины материков в свою очередь разделяются на континентальные шельфы, континентальные склоны и континентальные подножия.

Континентальный шельф представляет собой мелководную зону, примыкающую к суше, имеющую глубину в среднем менее 200 *м* и характеризующуюся выровненным рельефом с общим пологим (не более 1:1000) наклоном в сторону океана. Ширина шельфа чрезвычайно различна — от нескольких до 800 *км*. Особенно широкий шельф наблюдается в Северном Ледовитом океане вдоль сибирского побережья. Обширные размеры он имеет в области Индонезийского архипелага. Такие

[1] При чтении этой книги рекомендуется пользоваться картами океанов изд. ГУГК: Тихий океан, масштаб 1 : 25 000 000, 1963; Атлантический океан, масштаб 1 : 20 000 000, 1964; Индийский океан, масштаб 1 : 15 000 000, 1964.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
Лабрадорская котловина
Западно-Европейская котловина
Иберийская котловина
Северо-Американская котловина
Канарская котловина
Гвинейская котловина
Котловина Зеленого Мыса
Бразильская котловина
Ангольская котловина
хр. Китовый
Капская котловина
Аргентинская котловин
Южно-Антильская котло ина
Африкано-Антарктическая котловина

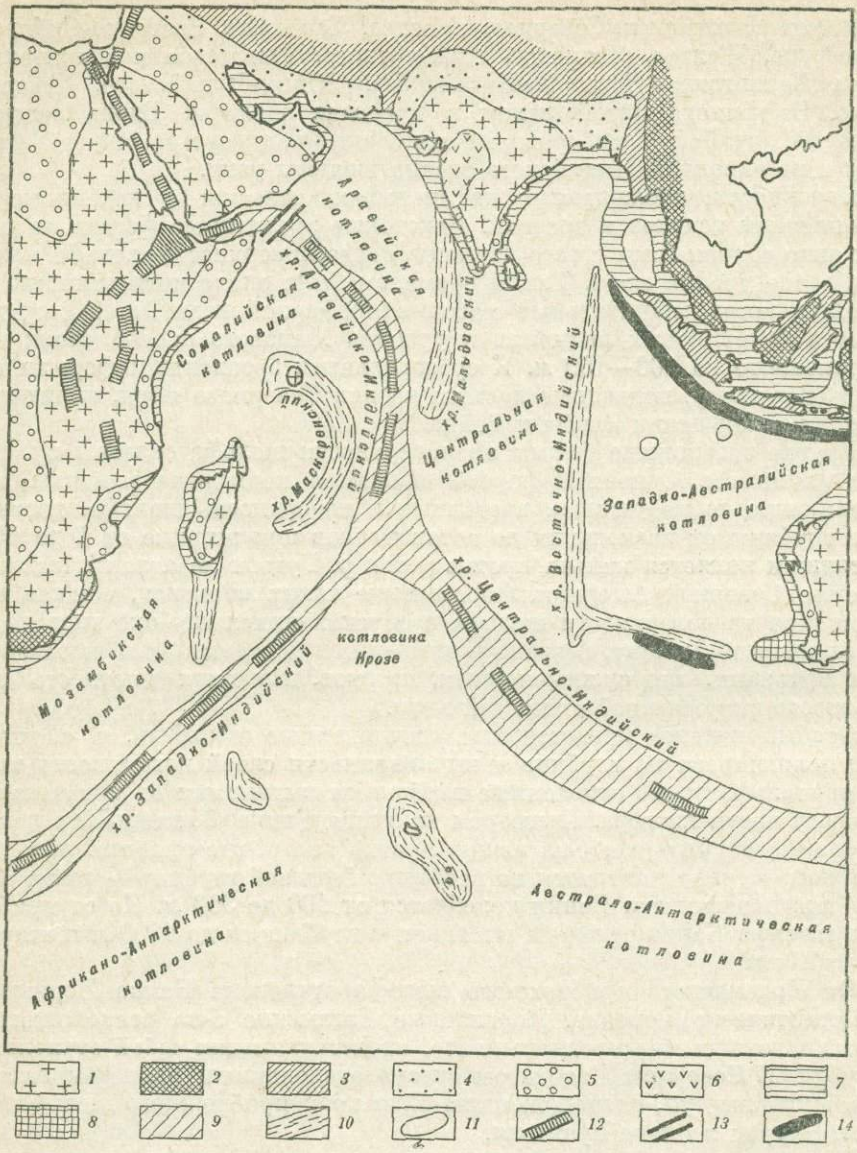


Рис. 2. Схема тектонического строения области Индийского океана. Составил В. В. Белоусов

1 — платформы на докембрийском складчатом основании; *2* — палеозойские складчатые зоны; *3* — альпийские складчатые зоны; *4* — переходные зоны от альпийских складчатых зон к платформе; *5* — глубокие мезо-кайнозойские синеклизы на докембрийском и палеозойском складчатом основании, в том числе береговые равнины; *6* — плато-базальты; *7* — шельф; *8* — краевые подводные плато; *9* — срединный океанический хребет; *10* — глыбовые подводные хребты; *11* — гряды островов и подводных вулканов, отдельные вулканические острова; *12* — грабен; *13* — крупные разрывы; *14* — глубоководный желоб

Рис. 1. Схема тектонического строения области Атлантического океана. Составил В. В. Белоусов

1 — платформы на докембрийском складчатом основании; *2* — палеозойские складчатые зоны; *3* — альпийские складчатые зоны; *4* — переходные зоны от альпийских складчатых зон к платформе; *5* — глубокие мезо-кайнозойские синеклизы на докембрийском и палеозойском складчатом основании, в том числе береговые равнины; *6* — плато-базальты; *7* — интрузии и вулканы на материке на продолжении подводных горстовых хребтов и подводных вулканов; *8* — шельф; *9* — краевые подводные плато; *10* — срединный океанический хребет; *11* — предполагаемый срединный океанический хребет; *12* — горстовый хребет; *13* — гряды островов и подводных вулканов, отдельные вулканические острова; *14* — грабен; *15* — крупные разрывы; *16* — глубоководный желоб; *17* — островные дуги второго типа

моря, как Балтийское, Северное, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Желтое, Яванское, Арафурского, Тиморское и значительные части Берингова, Восточно-Китайского, Южно-Китайского, Андаманского, Баффинова морей, лежат в пределах шельфа. Вдоль северо- и южно-американского побережья Тихого океана, у берегов Южной Атлантики и по окраинам Индийского океана шельфы узки.

Неровности, наблюдаемые на шельфах, связаны с неравномерным *накоплением осадков и эрозией. Некоторые эрозионные формы на шельфах* явно сохранились с того времени, когда поверхность шельфа находилась выше уровня моря. Таким временем была эпоха четвертичного оледенения, когда значительные массы атмосферной воды были сосредоточены в материковых ледниках и уровень Мирового океана стоял ниже современного на 100—150 *м*. К субаэральным, эрозионным формам относятся, например, подводные долины на дне Северного моря, являющиеся *продолжением долин Эльбы и Рейна.*

Другие эрозионные формы на поверхности шельфа связаны с подводным размывом. Основной формой являются подводные каньоны, представляющие собой ущелья, врезанные в поверхность шельфа, достигающие глубины от нескольких до сотен метров при ширине от 1 до 15 *км*. Типичным является каньон против устья р. Гудзон на атлантическом побережье Северной Америки. Образование таких каньонов, обычно начинающихся на поверхности шельфа и спускающихся глубоко вниз по континентальному склону, связано с эрозионной деятельностью так называемых мутьевых, или суспензионных, потоков, имеющих плотность выше плотности окружающей их чистой воды.

Особый интерес представляют «отчлененные шельфы», т. е. участки дна, являющиеся по глубине и выровненности своей поверхности типичными шельфами, но отделенные глубокими рытвинами от примыкающей к берегу части шельфа. Примером является Банка Флемиш-Кап к востоку от Ньюфаундленда. Она лежит против места, где внешний край прибрежного шельфа находится на необычно большой глубине — почти 300 *м*. Глубина поверхности Банки колеблется от 100 до 300 *м*. Но от прибрежного шельфа Банка отделена проливом с глубинами до 1300 *м* и шириной около 75 *км*.

От Ирландского прибрежного шельфа отчленена Банка Поркьюпайн в Атлантическом океане. Коралловые Багамские о-ва расположены на многочисленных мелководных плато, представляющих собой отчлененные шельфы. В Северном Ледовитом океане отчлененным шельфом является Чукотский выступ, расположенный близ края прибрежного шельфа между м. Барроу и о-вом Врангеля.

Континентальный шельф ограничивается со стороны океана *континентальным склоном.* Переход от шельфа к склону обычно резкий. Градиент наклона меняется от 1 : 1000 до 1 : 40 и более. Угол падения склона колеблется от 3 до 6°. Типичные континентальные склоны опускаются от края шельфа до глубины 1500—3500 *м*. Но там, где материки или гряды островов окаймляются глубоководными желобами (см. ниже), континентальный склон опускается значительно глубже и более крут (до 1 : 6). Континентальные склоны прорезаны каньонами: некоторые из них заканчиваются на склоне, другие опускаются на дно глубоководных котловин, достигая глубины 5000 *м*.

В ряде мест на континентальном склоне обнаружены террасы. Например, возле Гибралтара на континентальном склоне террасы расположены на глубинах 540, 1100, 1530, 2350, 3050, 3800 *м*.

Чрезвычайно интересными осложнениями континентальных склонов являются *краевые плато.* Они представляют собой подобия шельфов, но расположены на значительно больших глубинах, будучи отделены от шельфа верхней частью континентального склона, нижняя часть которого

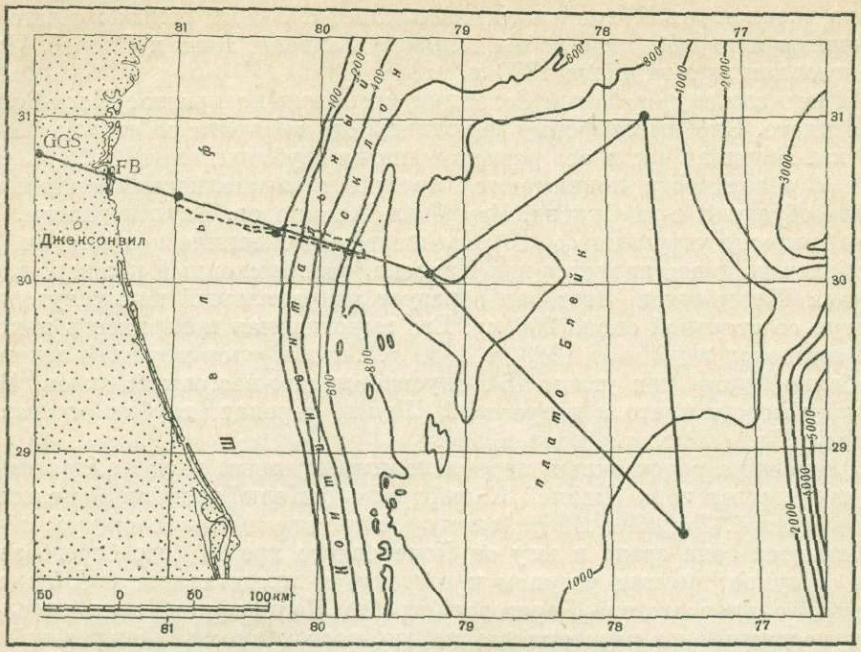


Рис. 3. Схема плато Блейк. По Дж. Юингу, Юингу и Лейдену, 1966. Изобаты в *м*. FB — скважина в Фернандо Бич; GGS — скважины Геологической Службы Джорджии

ограничивает краевое плато со стороны океана. Обычно такие плато расположены на глубинах 1000—2000 *м*.

Наилучшим образом изучено плато Блейк, расположенное между м. Гаттерас на севере и Багамскими о-вами на юге у атлантического побережья Северной Америки (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962; Pratt, Heezen, 1964; J. Ewing, Ewing, Leyden, 1966). Площадь плато достигает 128 000 *км*^{2}. Оно имеет неправильную треугольную форму, сужаясь к северу и расширяясь к югу (рис. 3). Его максимальная ширина 300 *км*. Глубины над поверхностью плато изменяются от 600 *м* на севере до 1200 *м* на юго-востоке. Расстояние от м. Гаттерас до Багамских о-вов 900 *км*. Но плато на самом деле вдвое длиннее, так как к нему принадлежит и Багамский архипелаг, представляющий собой большую группу коралловых построек, воздвигнутых на плато.

Поверхность плато выровнена и характеризуется уклонами около 1 : 1000. Со стороны океана плато ограничено очень крутым уступом (уклон 1 : 30 в верхней части и до 1 : 2 в нижней), опускающимся в Блейк-Багамскую котловину глубиной свыше 5000 *м*.

Б. Хейзен и М. Тарп (Heezen, Tharp, 1961) указывают на морфологические образования в Южной Атлантике, подобные плато Блейк. Краевые плато здесь находятся: к северу от устья р. Ориноко (глубина до 2000 *м*), к востоку от Британской Гвианы (глубина до 2000 *м*), к югу от Рио-де-Жанейро (глубина до 2470 *м*), к востоку от Фолклендских о-вов (глубина до 2450 *м*), к западу от Гвинеи (глубина до 1000 *м*) и к западу от Анголы.

К разряду краевых следует отнести Иберийское плато, расположенное западнее северо-западного угла Иберийского п-ова. Здесь шельф шириной около 30 *км* заканчивается крутым континентальным склоном, который на протяжении 8—15 *км* опускается с 200 до 1800 *м*. Далее следует наклоненное к океану плато, которое на внешнем крае достигает глубины 2700 *м*. Ширина этого плато 250 *км*. В отличие от предыдущих краевых

плато поверхность Иберийского плато имеет сложный рельеф: с него поднимаются платообразные возвышенности Галисия, Виго и Олорто. Их относительная высота около 1800 *м*.

К юго-востоку от Новой Зеландии расположено краевое Ново-Зеландское плато. Оно имеет форму неправильного квадрата со стороной около 600 *км*. Бо́льшая часть его расположена на глубинах около 1000 *м*. С его ровной поверхности поднимаются пологие возвышенности, вершины которых образуют о-ва Окленд, Кэмпбелл, Антиподов, Баунти, Чатем. Плато ограничено уступами со стороны шельфа и океанических впадин.

Краевым плато является вал Нансена, расположенный к северо-западу от о-ва Шпицберген. Этот вал образует неправильный четырехугольный выступ со стороной около 200 *км*. Его выровненная поверхность находится в пределах глубин от 1280 до 1460 *м*. Он окаймлен крутыми склонами. Особенно круто, под углом 15°, спускается юго-восточный склон. В эту сторону между плато и депрессией Лены перепад глубин составляет 2750 *м* (King, Zietz, Alldredge, 1966).

Элементом, родственным перечисленным краевым плато, является подводная краевая зона Нижней Калифорнии («Калифорнийский подводный бордерленд»). Подобно Иберийскому плато, она имеет сложный рельеф. Начинается зона сразу к югу от Поперечного хребта (где береговая линия отступает резким уступом к востоку) и представляет собой как бы подводное продолжение Берегового хребта Калифорнии, если прослеживать последний по простиранию на юго-восток сквозь Поперечный хребет. Отсюда краевая зона протягивается вдоль берега Нижней Калифорнии полосой в 100—250 *км* и заканчивается у м. Сан-Лукас. Длина зоны достигает 2000 *км*.

Эта зона хорошо изучена (Менард, 1966; Шепард, 1964, Krause, 1965a, b; Emery, 1955; Emery, Terry, 1956; Lawson, 1950). Она представляет собой ступень, расположенную на глубине около 2000 *м*, отделенную крутыми уступами как вверх — от шельфа, так и вниз — от соседней океанической котловины. Ступень не является столь выровненной, как поверхность предыдущих краевых плато; именно это отличает Подводную краевую зону Калифорнии от них. Ее поверхность осложнена поднятиями и прогибами, вытянутыми в общем по простиранию всей зоны. Отдельные поднятия и прогибы имеют неправильную овальную форму. Относительные превышения поднятий над прогибами достигают 1500 *м*, хотя обычно находятся в пределах 1000 *м*. Ширина отдельных поднятий и прогибов 10—30 *км* и, следовательно, средний наклон склонов достигает 1 : 10. На поднятиях расположен ряд островов: Сан-Мигель, Санта-Роса, Санта-Крус, Сан-Клементе, Сан-Николас, Гуадалупе и др. Глубина прилегающего участка ложа океана на большей части протяжения краевой зоны около 3500 *м*, но против полуострова, образуемого хребтом Сьерра-Вискайно, непосредственно у краевой зоны расположен узкий глубоководный желоб с глубинами до 6225 *м* (рис. 4).

Севернее м. Мендосино, между 40 и 51° с. ш., вдоль берегов США и Канады протягивается полоса шириной до 450 *км*, сходная с только что описанной. Это — так называемая «Провинция хребтов и впадин». Она отделяется от шельфа континентальным склоном и образует ступень, расположенную на средней глубине 3000 *м*. Ступень эта имеет сильно изрезанный рельеф, будучи разделена на поднятия и впадины с относительным рельефом в сотни метров. В целом эти неровности рельефа простираются параллельно берегу. Ширина отдельных впадин и хребтов измеряется десятками километров. Некоторые вершины поднимаются близко к поверхности воды.

Против устья р. Колумбии поверхность значительной части уступа выровнена. Со стороны океана Провинция хребтов и впадин ограничена крутым склоном и глубоководной котловиной глубиной 4000 *м*.

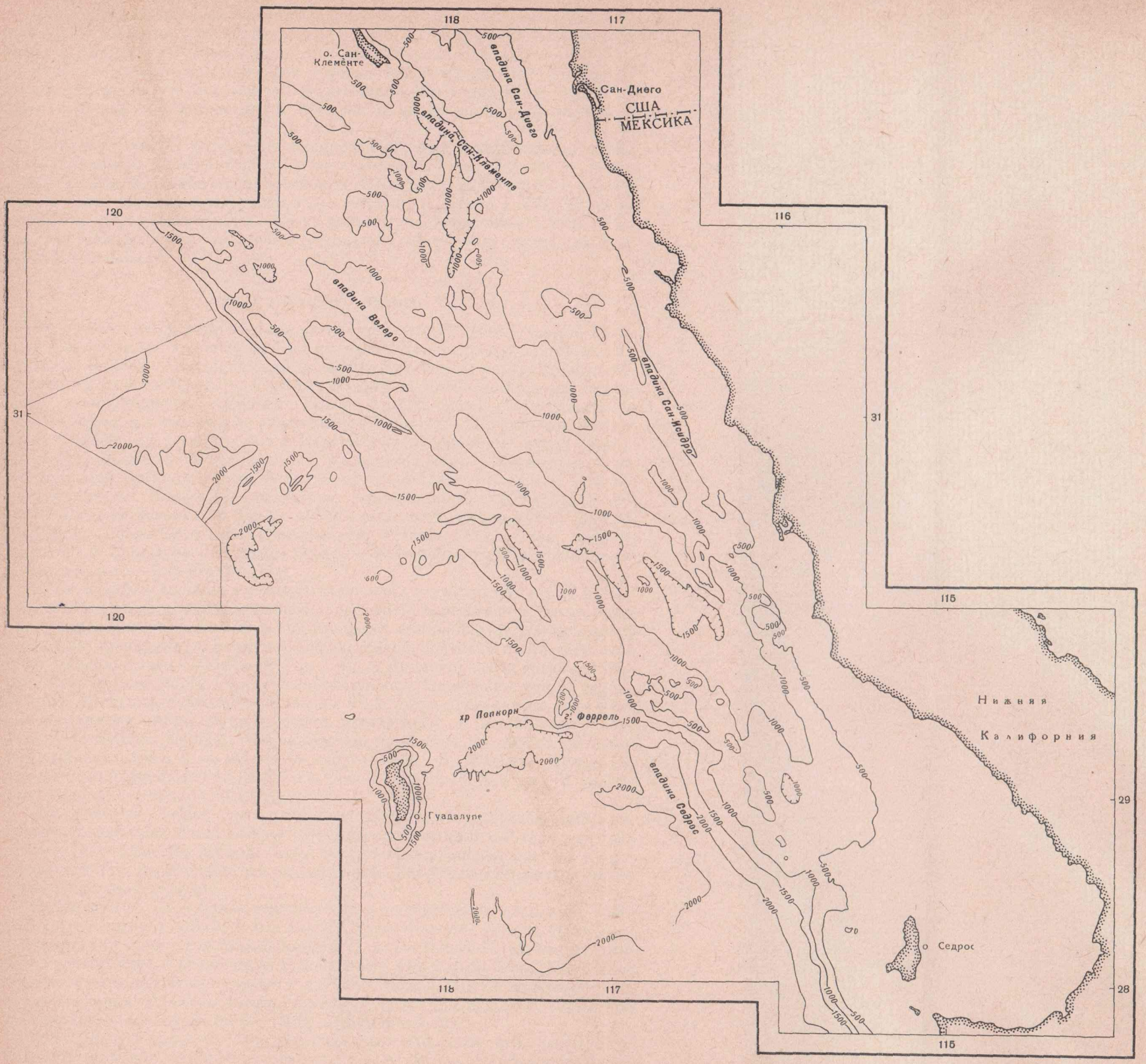


Рис. 4. Батиметрическая схема Калифорнийского краевого плато. По Краузе, 1965

Глубины в м

При дальнейшем рассмотрении вопросов геологического строения океанов у нас появятся основания считать глубоко погруженным краевым плато и Бермудскую возвышенность в Атлантическом океане.

Вероятно, количество примеров краевых плато можно было бы значительно увеличить. Из дальнейшего будет видно, что такие плато представляют большой принципиальный интерес и заслуживают специального изучения.

Континентальный склон в большинстве случаев заканчивается внизу так называемым *континентальным подножием*, которое связывает склон с дном соседних океанических котловин. Подножие отличается от самого склона более пологими уклонами в пределах от 1 : 100 до 1 : 700. Ширина подножия — от нескольких до сотен километров. Подножия отсутствуют там, где шельф или краевое плато ограничено со стороны океана глубоководными желобами.

ЛОЖЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

Основным геоморфологическим элементом ложа Мирового океана являются *океанические котловины*. Дно их расположено преимущественно на глубинах 5—6 *км*. В Атлантическом океане котловины расположены двумя рядами по обе стороны от Срединного хребта. Наиболее крупные котловины с американской стороны — Северо-Американская, Бразильская и Аргентинская, а с европейско-африканской стороны — Иберийская, Канарская, Гвинейская, Ангольская и Капская. В Индийском океане это — котловины Агульяс, Мозамбикская, Мадагаскарская, Сомалийская, Аравийская, Центральная, Крозе, Западно-Австралийская, Кокосовая, Северо-Австралийская, Южно-Австралийская, Африкано-Антарктическая и Австрало-Антарктическая. В Тихом океане выделяются котловины: Северо-Западная, Северо-Восточная, Центральная, Южная, Перуанская, Беллинсгаузена. В Северном Ледовитом океане — котловины Нансена, Макарова и Канадская или Бофорт (рис. 5).

Хотя в общем глубина котловин заключена в указанных выше пределах, отдельные котловины отличаются глубиной. Например, в Тихом океане глубины Северо-Западной и Центральной котловины на значительных площадях превышают 5,5 *км*, котловины, расположенные в юго-восточной части океана, имеют глубины от 4 до 5 *км*. В Атлантическом океане наиболее глубокие котловины Северо-Американская и Канарская, где на значительных площадях глубины превышают 6 *км*, тогда как в котловинах Южной Атлантики такие глубины почти отсутствуют. В Индийском океане наиболее глубока Западно-Австралийская котловина. В других котловинах глубины свыше 6 *км* почти не встречаются. В Северном Ледовитом океане котловина Нансена является самой глубокой (4,3 *км*), а Канадская — наиболее мелкой (3940 *м*).

Эта разность глубин, однако, не позволяет подметить какие-либо систематические различия между отдельными океанами: в трех главных океанах дно котловин располагается в средней приблизительно на одинаковой глубине, исключение составляет лишь Северный Ледовитый океан, заметно менее глубокий.

Различаются два типа поверхности дна океанических котловин: абиссальные равнины и абиссальные холмы. Распределение этих двух геоморфологических элементов неравномерно. В Атлантическом океане равнинные пространства в котловинах преобладают над холмистыми. Последние сосредоточены преимущественно в наиболее удаленных от материков участках котловин. В Тихом океане, наоборот, резко преобладают холмистые пространства, занимающие 80—85% площади океана.

Абиссальные холмы — это куполовидные поднятия дна высотой от 50 до 1000 *м* при ширине основания от 1 до 10 *км*. Наиболее типичны

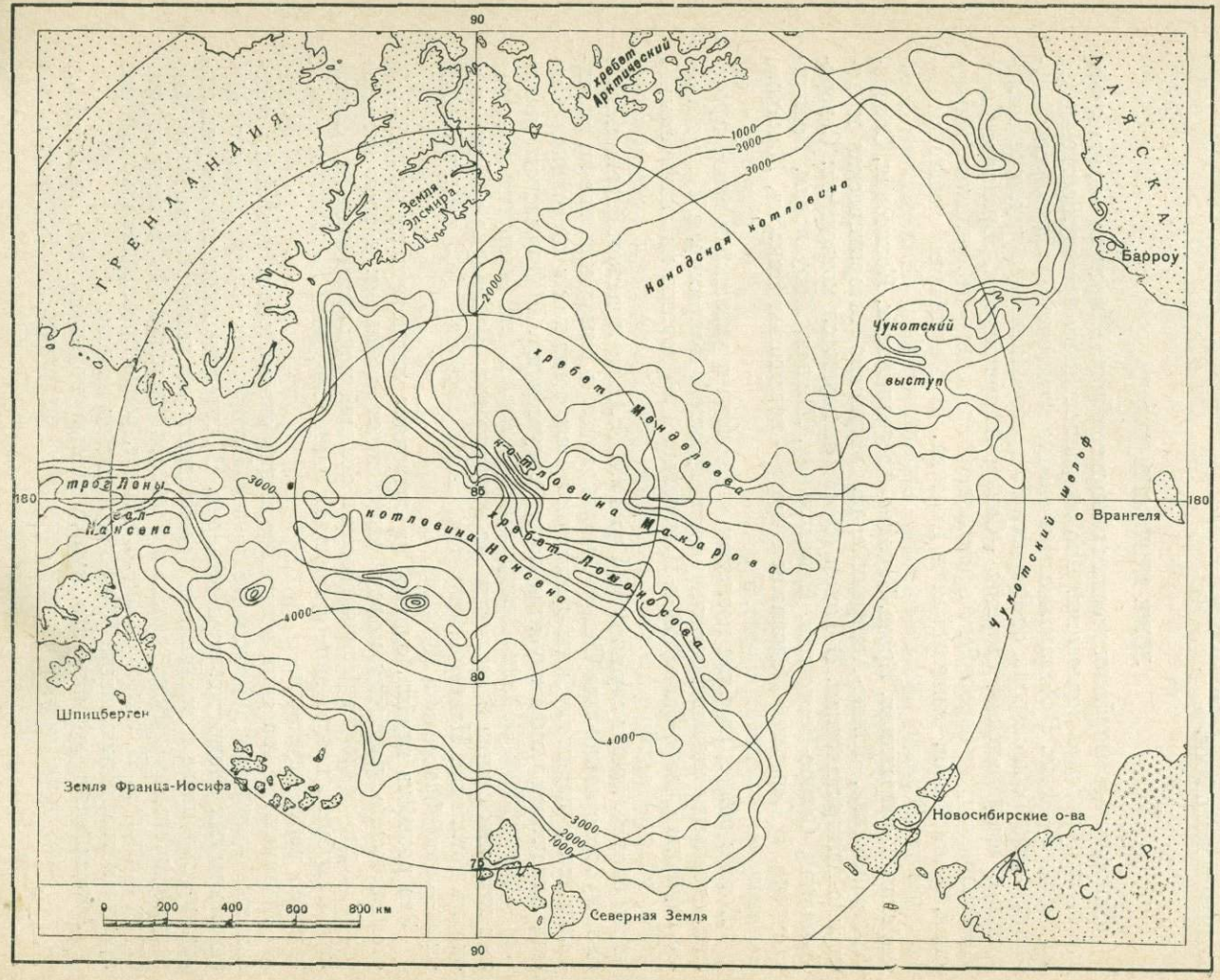


Рис. 5. Батиметрическая схема Северного Ледовитого океана. По Кингу, Зитцу и Олдриджу, 1966

Изобаты в *м*

холмы высотой 300 *м* с диаметром основания около 6 *км*. У некоторых холмов крутые склоны.

Абиссальные равнины представляют собой идеально выровненные пространства с уклонами менее 1 : 1000. В Атлантическом океане они занимают части котловин, приближенные к материкам, тогда как в Тихом океане прибрежной равниной является лишь Аляскинский залив, а другие равнины расположены в центральной части океана вокруг групп вулканических островов (Гавайских, Маршалловых, Гилберта, Эллис, Лайн, Кука и др.).

В Индийском океане (Канаев, 1964) равнины тяготеют к материкам. Они занимают, например, Бенгальский залив и Кокосовую котловину. В Западно-Австралийской котловине равниной занята полоса близ материка шириной 100—300 *км*.

Важной особенностью строения Северо-Восточной котловины Тихого **океана являются рассекающие котловину широтные уступы. Наиболее** крупные и изученные уступы: Мендосино, протягивающийся от берегов Калифорнии вдоль 40° с. ш. на расстояние 3000 *км*; Меррей, начинающийся близ Лос-Анжелеса и прослеживаемый к западу вплоть до Гавайских о-вов, на протяжении 4000 *км;* Кларион, расположенный на широте г. Мехико и имеющий протяженность свыше 2500 *км*; Клиппертон, находящийся на широте Панамского перешейка и протягивающийся от о-ва Клиппертон на запад-юго-запад более чем на 3000 *км*. В последнее время стали известны в той же области меньшие уступы: Пайонир (между Мендосино и Меррей), Молокаи (между Меррей и Кларион), Галапагос, Маркизский и о-ва Пасхи (южнее Клиппертона).

Все уступы почти прямолинейные. В восточной части они почти точно широтны, в западной имеют тенденцию слабо изгибаться к запад-юго-западу. Расстояние между отдельными крупными уступами 1000—1500 *км* (рис. 6).

Уступы разделяют участки дна с разной глубиной. Разность глубин по обе стороны уступа может достигать 1000—1500 *м*, как это наблюдается на уступах Мендосино или Меррей, или же ограничиваться несколькими сотнями метров (уступ Клиппертон). Сама зона уступа характеризуется сложным рельефом. Можно выделить два типа последнего: один асимметричный хребет, пологий в сторону более мелкого участка и крутой в сторону более глубокого, сопровождаемый резко выраженной рытвиной с крутой стороны, или два асимметричных хребта, обращенных друг к другу крутыми склонами и разделенных рытвиной (рис. 7). Первый тип характерен для более высоких уступов, второй — для более низких. Хребты, протягивающиеся вдоль уступов, распадаются на цепочки отдельных овальных поднятий и остроконечных гор. Некоторые из последних образуют маленькие острова (Кларион, Ревилья-Хихедо, Клиппертон и др.).

Примером первого типа рельефа является уступ Мендосино, имеющий высоту 1,5 *км*. По краю уступа со стороны более высокого блока тянется узкая подводная гряда высотой до 1,5 *км* над приподнятым участком и до 3 *км* над опущенным. Угол склона меняется от 8 до 28°. Интересно, что в прибрежной полосе, на протяжении первых 120 *км*, вдоль этого уступа опущено северное крыло, тогда как дальше от берега на всем протяжении уступа опущено южное крыло.

Пример рельефа второго типа мы находим на уступе Клиппертон (Menard, Fisher, 1958). Здесь вдоль уступа между 113 и 127° з. д. тянется низкий вал с осевым трогом шириной 15—40 *км* и глубиной более 1200 *м*. К северу от вала дно океана опущено на 300—400 *м* ниже, чем к югу от него. Между 107 и 113° з. д. хребет имеет ширину около 100 *км*. На нем — пик Клиппертон. Контрасты рельефа между хребтами и осевым трогом чрезвычайно велики: от вершины пика до дна трога около 6 *км*, склоны трога наклонены до 40°.

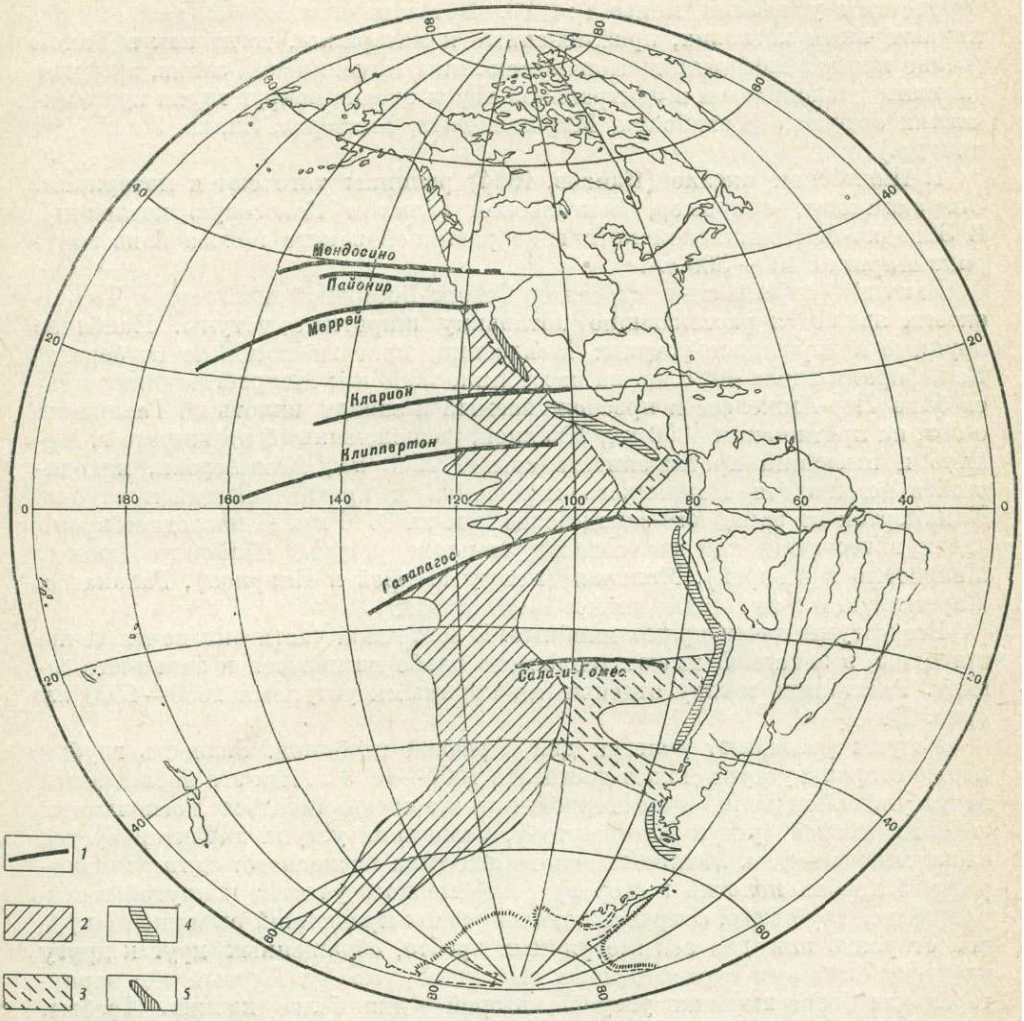


Рис. 6. Схема разломов восточной части Тихого океана. По Менарду, 1955

1 — разломы; *2* — Восточно-Тихоокеанское поднятие; *3* — горстовые хребты; *4* — глубоководные желоба; *5* — грабен Калифорнийского залива

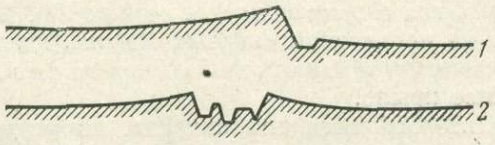


Рис. 7. Схематические профили через зоны разломов на востоке Тихого океана, показывающие два типа рельефа: односторонний горст (*1*) и два встречных односторонних горста с грабеном между ними (*2*). По Менарду, 1966

Весьма своеобразными отрицательными формами рельефа дна океана являются *глубоководные краевые желоба* (рис. 8). Именно к ним приурочены максимальные глубины океанов. Краевые желоба ограничивают с внешней стороны островные дуги или располагаются параллельно береговым хребтам. Эта форма рельефа имеет ограниченное распространение в Атлантическом океане, где к ней принадлежат желоба Кайман в Карибском море (максимальная глубина 7680 *м*), Пуэрто-Рико на внешней стороне дуги Антильских о-вов (максимальная глубина 7980 *м*), Южно-Сандвичев, окаймляющий дугу Южных Сандвичевых о-вов (8428 *м*). В Индийском океане известен один большой Зондский (или Яванский) желоб, окаймляющий со стороны океана дугу о-вов Андаманских, Никобарских, Суматры и Ментавай, Явы, Бали, Ломбок, Сумбавы и Сумба. Максимальная глубина здесь 7450 *м*.

Наибольшим распространением краевые глубоководные желоба пользуются в Тихом океане, который почти полностью ими окружен. Двигаясь с северной периферии океана против часовой стрелки, мы встречаем желоба Алеутский, Курило-Камчатский и Японский, окаймляющие соответственно Алеутские о-ва, южную часть Камчатки, Курильские о-ва и северную часть Японии. Южнее, вплоть до западной оконечности Новой Гвинеи, наблюдаются две ветви краевых желобов. Одна из них, восточная, окаймляет о-ва Бонин и Марианские (желоба Идзу-Бонинский, Волкано и Марианский), а другая, западная, проходит вдоль о-вов Рюкю и Филиппин (желоба Нансэй или Рюкю и Филиппинский).

В районе Новой Гвинеи и Меланезии в расположении краевых желобов наблюдаются некоторые осложнения. Новогвинейский и Западно-Меланезийский желоба, как и все предыдущие, располагаются на внешней (океанской) стороне западной части Новой Гвинеи и о-вов Западных, Мусау и Новая Ирландия. Но далее — у о-вов Новая Британия, Соломоновы и Новые Гебриды — глубоководные желоба расположены с внутренней, обращенной к Австралийскому материку, стороны этих островов. Однако Новые Гебриды в северной части окаймлены также коротким внешним желобом Витязь. На внешней стороне островных групп располагаются более южные желоба Тонга, Кермадек и Хикуранги, протянувшиеся от о-вов Самоа на севере до Южного о-ва Новой Зеландии на юге. После перерыва на южной периферии Тихого океана мы встречаемся с краевым желобом у берегов Южной Америки (Перуанско-Чилийский или Атакамский желоб). Далее следует Центрально-Американский желоб. Затем наблюдается перерыв вплоть до Алеутского желоба (если не считать маленький желоб у берегов Нижней Калифорнии).

Только в немногих желобах Тихого океана глубины меньше 7 *км*, в большинстве желобов — превышают 8 *км*. Приблизительно половина желобов характеризуется максимальными глубинами свыше 9 *км*. В Марианском желобе была обнаружена максимальная глубина Мирового океана (11 023 *м*). В общем желоба как Тихоокеанские, так и другие опущены по отношению к прилегающим участкам дна океана не менее чем на 2, а обычно на 3—4 *км*.

Типичная ширина желоба 100—150 *км*. Поперечный профиль желоба всегда асимметричен: внутренний склон, примыкающий к островной дуге или к материку, круче (10—15°), а внешний — положе (2—3°). Оба склона обычно осложнены уступами. В связи с этим при указанных средних углах наклона местами наблюдаются чрезвычайно крутые участки (до 45°). Эти уступы особенно хорошо выражены на внутренних склонах желобов, где они имеют ширину 20—40 *км*, встречаясь на разных уровнях. Уступы на внешнем склоне у́же (рис. 9).

Характерной особенностью рельефа краевых желобов является выровненное, почти совершенно плоское дно. В силу V-образной формы желобов такие плоские участки дна бывают очень узкими — всего в несколько ки-

54104

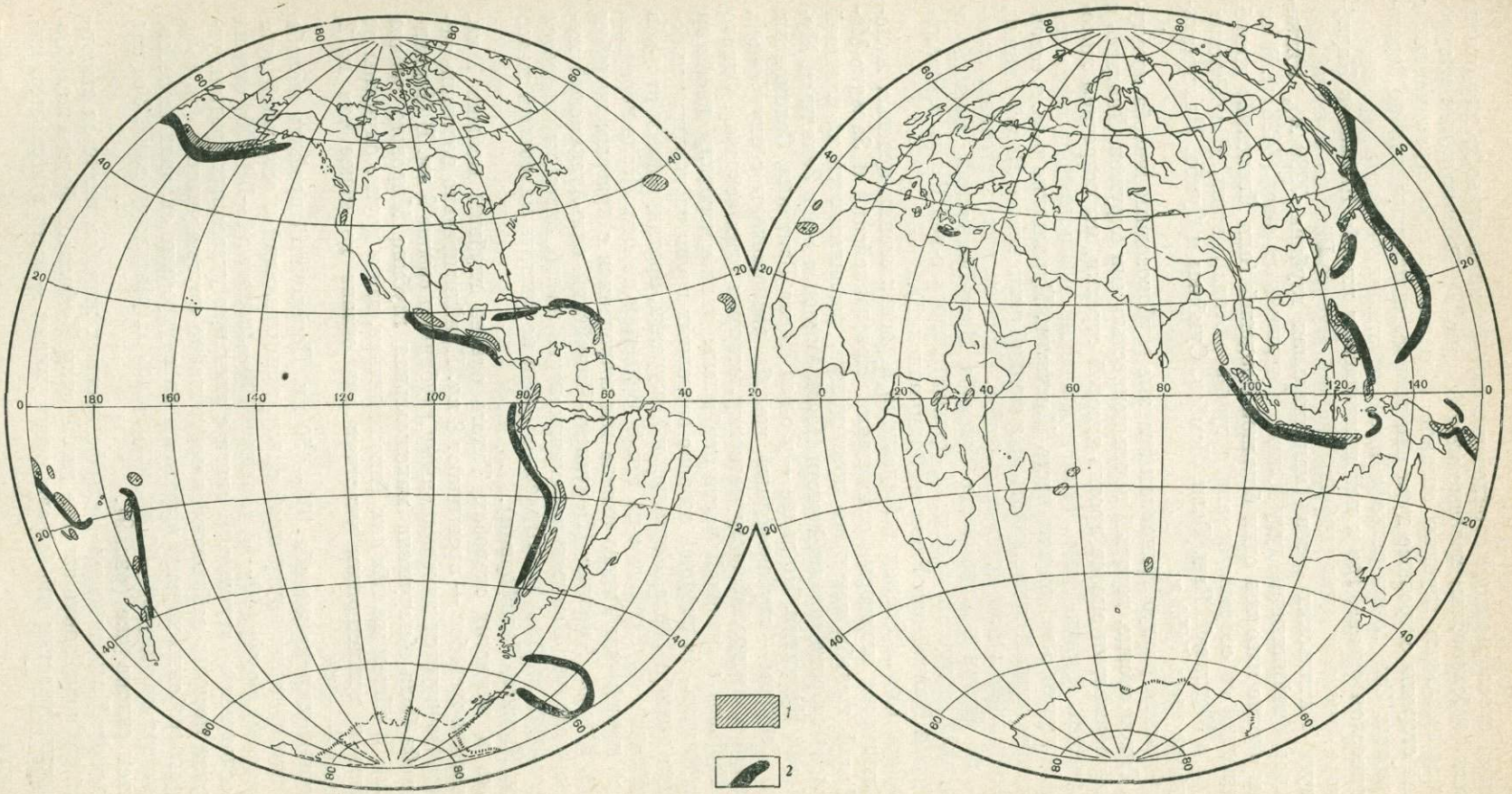


Рис. 8. Схема расположения действующих вулканов и глубоководных желобов земного шара. Составил В. В. Белоусов.

1 — районы действующих вулканов; *2* — глубоководные желоба

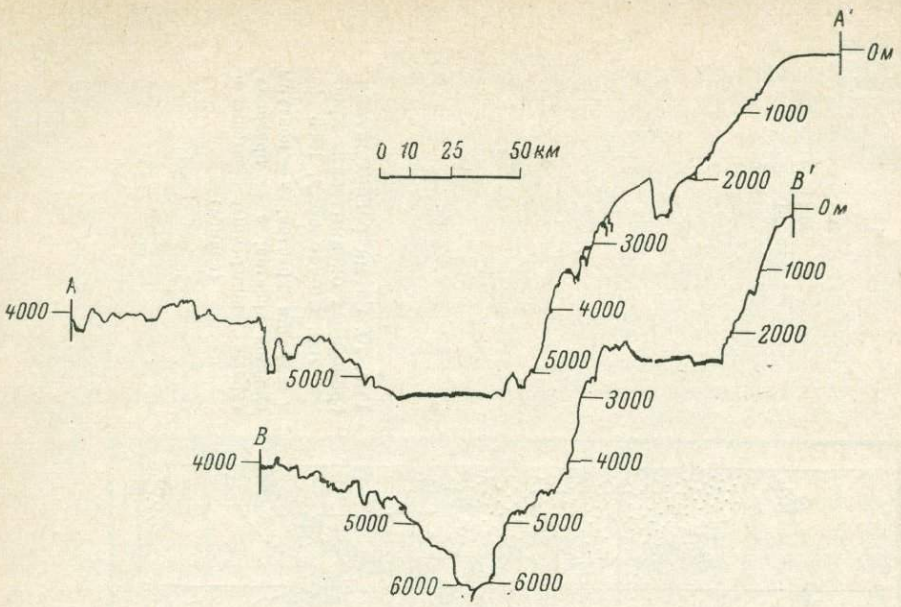


Рис. 9. Примеры батиметрических профилей *AA'* и *BB'* через глубоководный Перу-Чилийский желоб. По Фишеру и Раитту, 1962

Отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1 : 21

лометров ширины, но всюду наблюдается резкий перегиб от крутого склона желоба к его горизонтальному дну.

По простиранию краевые желоба распадаются на отдельные участки, имеющие форму сильно вытянутых овалов, разделенных поперечными поднятиями дна. С переходом от одного овала к другому изменяется глубина желоба. Длина отдельных овалов бывает от нескольких сотен до тысяч километров.

Во многих случаях краевой желоб ограничен с внешней стороны *краевым поднятием*, имеющим форму пологого вала высотой в несколько сотен метров и шириной в несколько сотен километров. Наиболее четко такие краевые поднятия выражены на внешней стороне желобов Пуэрто-Рико, Зондского, Алеутского и Курило-Камчатского.

Наиболее крупным положительным элементом рельефа дна океана являются *срединно-океанические* хребты. Они образуют единую систему длиной свыше 60 000 *км*, протягиваясь из Атлантического океана в Индийский и оттуда в Тихий (рис. 10). Наиболее изученным является Срединно-Атлантический хребет, занимающий около $^1/_3$ площади Атлантического океана.

Гребень Срединно-Атлантического хребта лежит почти точно по средней линии океана. Его боковыми границами считаются уступы, ограничивающие примыкающие глубоководные котловины. Вдоль гребня хребта наблюдается весьма специфический элемент рельефа — *рифтовая долина*, имеющая форму глубокого продольного ущелья или трещины. Она протягивается не непрерывно, распадаясь на отдельные длинные впадины, разделенные поперечными перемычками. Местами гребень хребта осложнен несколькими параллельными продольными долинами, а на некоторых участках последние вовсе отсутствуют. Но в целом для Срединно-Атлантического хребта характерна приуроченность длинных узких депрессий к гребню (рис. 11).

Дно долины в среднем располагается на глубине 4 *км*, тогда как соседние вершины гребня поднимаются обычно до глубины 2 *км* и иногда даже

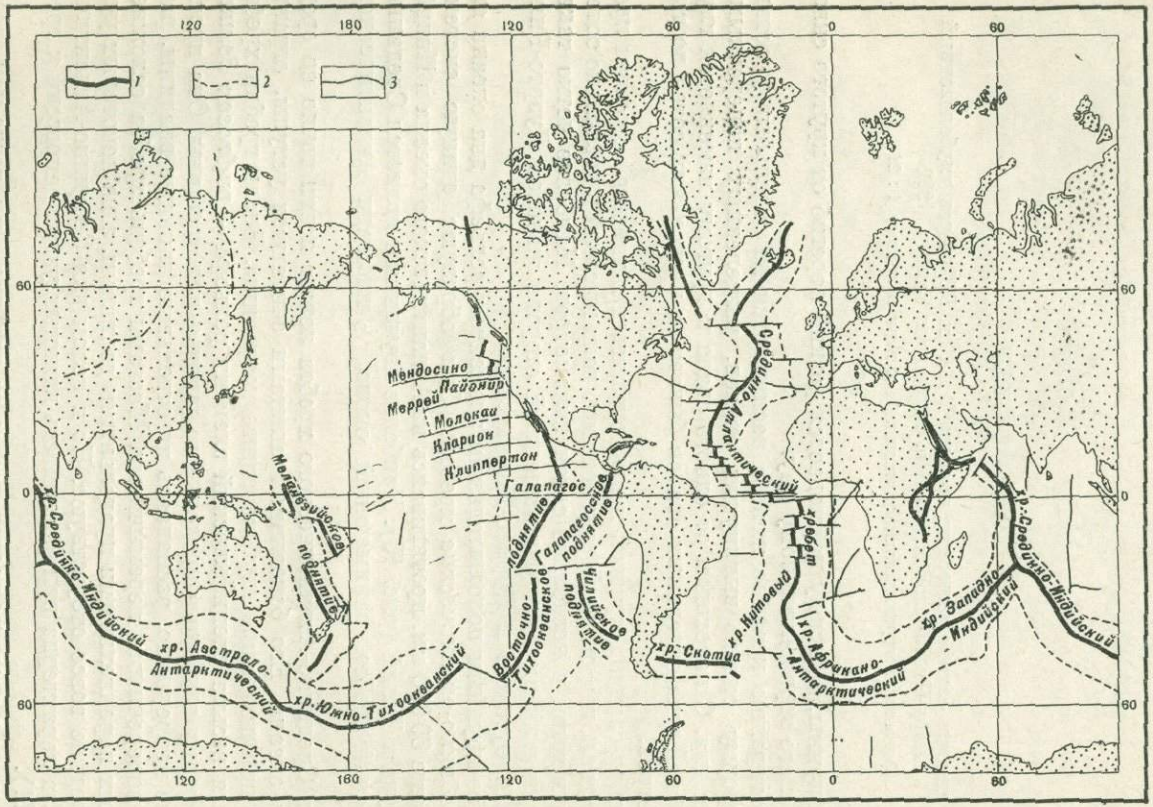


Рис. 10. Схема расположения срединных океанических хребтов. По Менарду, 1965

1 — гребни хребтов; *2* — контуры склонов хребтов; *3* — предполагаемые поперечные смещения (сдвиги)

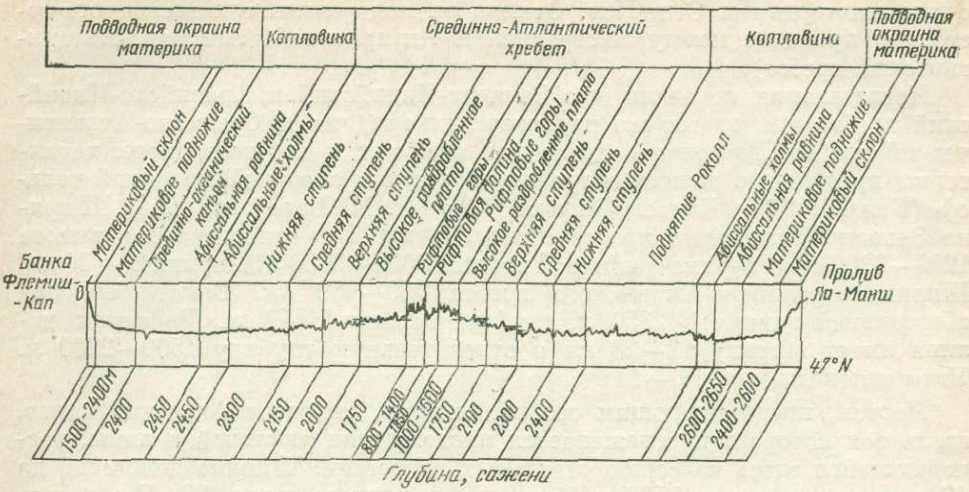


Рис. 11. Батиметрический профиль через Атлантический океан и Срединно-Атлантический хребет и схема разделения их на зоны. По Хейзену, Тарп и Юингу, 1962

обнажаются над уровнем океана, образуя о-ва Сан-Паулу, Вознесенья и Буве. Ширина долины между гребнями соседних пиков 25—50 *км*, ширина ее дна много меньше и измеряется нередко несколькими километрами. Дно долины всегда крайне неровно, плоских участков нигде не обнаружено. Со дна долины, в местах ее расширения, поднимаются одиночные горы высотой в несколько сотен метров.

По обе стороны долины наблюдается полоса чрезвычайно сложного рельефа, характеризуемого резкими впадинами и выступами шириной 5—15 *км* с амплитудой колебания высот до 1 *км*. Склоны глыб, обращенные к рифтовой долине, круче, чем противоположные. Эта полоса так называемых *рифтовых гор* имеет обычно ширину около 50 *км* и располагается на глубинах 1500—3000 *м*. Далее лежит высокое расчлененное плато. В целом оно представляет собой значительно более пологую часть склона хребта, имеющую ширину около 100—120 *км* и лежащую на средней глубине 3200 *м*. Расчлененность рельефа здесь около 700 *м* при расстоянии между вершинами от 13 от 30 *км*.

Ниже высокого раздробленного плато, принадлежащего к гребневой части хребта, начинается уже собственно склон, который в целом имеет ступенчатое строение, в связи с чем в нем выделяют верхнюю, среднюю и нижнюю ступени. Общая ширина склона 500—700 *км*, которая делится в среднем поровну между указанными ступенями.

Верхняя ступень имеет среднюю глубину 3600 *м*, средняя — 3900 *м*, нижняя — 4150 *м*. Внутренняя расчлененность рельефа ступеней достигает 400 *м*. Нижняя ступень отделяется от глубоководной котловины, имеющей обычно в прилегающей к хребту части холмистый рельеф, перепадом средних глубин в 300 *м* и более.

Следуя средней линии Атлантического океана, Срединный хребет на юге доходит до о-ва Буве, где резко поворачивает на северо-восток, проходя посредине между южной оконечностью Африки и Антарктидой. Этот хребет носит наименование Африкано-Антарктического. Протягиваясь далее в том же направлении, он входит в Индийский океан, образуя Западно-Индийский хребет. У о-ва Родригес наблюдается «узел»: один хребет протягивается отсюда к северу, изгибаясь затем к северо-западу и западу и входя в Аденский залив. Это — Аравийско-Индийский хребет, называемый также Карлсбергским. Другой хребет — Центрально-Индийский — от о-ва Родригес протягивается в юго-восточном направлении к

о-вам Амстердам и Сент-Пол. Отсюда он поворачивает к восток-юго-востоку и проходит между Австралией и Антарктидой (Австрало-Антарктический хребет).

Исследования показали, что Западно-Индийский и Аравийско-Индийский хребты имеют тот же характер рельефа, что и Срединно-Атлантический хребет. Во всяком случае для них, как и для последнего, характерны продольные долины в гребневой части и сложный глыбовый рельеф (Канаев, 1964; Канаев, Марова, 1965; И. М. Белоусов, 1964). Ширина Западно-Индийского хребта около 300 *км*. Его относительная высота 1200—3300 *м*. Глубина рифтовой долины 2000—2300 *м*, ширина 25—30 *км*. Ширина Аравийско-Индийского хребта 750—950 *км*. Высота его над абиссальной равниной 2350 *м*, глубина вершин 1850 *м*. Рифтовая долина имеет ширину 12—20 *км* и относительную глубину 1500—2200 *м*. Углы склонов долины 6—11°.

Местом, представляющим особый интерес, является Аденский залив, вдоль оси которого прослеживается продолжение рифтовой долины, распадающейся здесь на серию отдельных депрессий. Ширина депрессий до 13 *км* при глубине до 3500 *м*. Крутизна склонов достигает 20°. Эта полоса депрессий продолжается в осевой депрессии Красного моря и в наземном Эфиопском грабене, через который мировая система рифтов связывается с континентальной системой рифтов Восточной Африки. Оставляя последнюю пока в стороне, напомним, что рельеф Красного моря характеризуется двухъярусностью: в мелководную ступень (глубина 600 *м*), занимающую внешние части моря, «вложена» осевая депрессия шириной 60 *км*, глубина которой превышает 2000 *м*. Форма и размеры этой внутренней депрессии тождественны форме и глубине рифтовых долин на срединно-океанических хребтах.

Центрально-Индийский хребет шире, чем предыдущие (900 *км*), и положе. На нем нет единой большой рифтовой долины. Она заменяется цепочкой мелких депрессий. Еще более пологим и расплывчатым является Австрало-Антарктический хребет.

Изменения в облике Срединного хребта завершаются с выходом его в Тихий океан, где хребет известен под названием Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий. Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой очень пологое воздымание океанического дна — высотой в 2—3 *км* и шириной в 2000—4000 *км*. От широты 55° ю. ш. и 120° з. д. вплоть до экватора оно протягивается почти точно в меридиональном направлении. Далее его простирание меняется на северо-западное. Дальнейшая судьба поднятия неясна. Менард (1966; Menard, 1960) и ряд других американских исследователей предполагают, что гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия подходит к материку в районе Калифорнийского залива и дальше поднятие уходит под материк и снова обнажается в прибрежной полосе океана между Калифорнией и Аляскинским заливом. Предполагается, что гребень поднятия обнажается на дне океана между 40 и 50° с. ш., где наблюдается сложный рельеф Провинции хребтов и впадин. Севернее 50° с. ш. гребень снова скрывается под материком.

Восточно-Тихоокеанское поднятие имеет весьма характерный поперечный профиль, который можно уподобить равнобедренному треугольнику: уклон склонов чрезвычайно выдержан по всей их ширине вплоть до гребня, где склоны образуют как бы конек двускатной крыши. Угол наклона склонов, однако, очень мал (1 : 1000—1 : 500). На океанической части Восточно-Тихоокеанского поднятия не удалось обнаружить признаков продольной долины. Рельеф гребня представлен довольно низкими хребтами и впадинами.

Гипотеза подматерикового продолжения этого поднятия позволяет американским исследователям видеть рифтовую долину в Калифорний-

ском заливе и в подводном меридиональном грабене к северу от уступа Мендосино. Более сложный рельеф в форме глыбового расчленения на выступы и впадины был обнаружен местами не на гребне поднятия, а на его склонах.

Неясной проблемой остается продолжение Срединно-Атлантического хребта из Атлантического океана в Северный Ледовитый. Хребет совершенно определенно прослеживается до Исландии, центральный грабен которой является непосредственным продолжением рифтовой долины океанического хребта (см. ниже). Подводное продолжение хребта можно видеть в хребте Мона к северо-востоку от о-ва Ян-Майен. Дальше признаки Срединного хребта в рельефе дна почти теряются. Б. Хейзен и М. Юинг (Heezen, Ewing, 1961) и другие исследователи (Деменицкая и др., 1964; Литвин, 1966; Джонсон, Бейтс, 1966) пытаются проследить северное продолжение Срединно-Атлантического хребта не столько по рельефу, сколько по расположению эпицентров землетрясений, которые, как известно, вообще приурочены к срединно-океаническим хребтам. Следуя этому методу, можно предположить, что Срединный хребет обходит с запада о. Шпицберген и дальше направляется в котловину Нансена Северного Ледовитого океана, где ему, вероятно, соответствует полоса пересеченного рельефа, упомянутая выше (см. рис. 5). Исходя из такого представления о продолжении Срединно-Атлантического хребта, предполагают разделение котловины Нансена на две — северную и южную. Последняя именуется котловиной Фрама. Предполагается, что Срединный хребет протягивается к устью р. Лены, однако для подтверждения этого требуются дополнительные исследования.

Выше говорилось, что срединные хребты располагаются вдоль осевых линий океанов. С этой точки зрения интересна попытка Г. Менарда (Menard, 1958) сопоставить осевые линии с расположением хребтов. Для Атлантического и Индийского океанов совпадение получается удивительным. Существующие поднятия в Тихом океане расположены асимметрично. Однако Менард предполагает, что прежде существовало поднятие, занимавшее осевое положение в Тихом океане. К вопросу об этом гипотетическом «поднятии Дарвина» мы вернемся позже.

Картина рельефа срединно-океанических хребтов будет неполной, если мы не упомянем о сквозных поперечных глубоких долинах, прорезающих местами эти хребты. Целая группа таких параллельных долин широтного простирания пересекает Срединно-Атлантический хребет в экваториальной полосе (между 0 и 12° с. ш.) как раз там, где хребет делает резкий S-образный изгиб, меняя, если двигаться с севера, меридиональное простирание сперва на юго-восточное, потом на широтное и, наконец, снова на меридиональное. Число таких поперечных долин, вероятно, не менее семи (рис. 12). Наиболее крупная из них получила название «Вема» (Heezen, Gerard, Tharp, 1964). Она лежит на 11° с. ш. Ее ширина от 8 до 20 *км*. Глубина ее несколько менее 5200 *м*, а примыкающие к ней с севера и юга горы поднимаются над ней на 3000 *м*. В отличие от продольной рифтовой долины, осложняющей Срединный хребет, дно долины Вема удивительно плоское. Соседние абиссальные равнины, находящиеся по обе стороны от Срединного хребта, проникают в поперечную долину и превращают последнюю в широкий плоский сквозной коридор, соединяющий Западную и Восточную Атлантику. Склоны долины чрезвычайно круты: от 1 : 5 до 1 : 2. Аналогичными большими поперечными долинами, пересекающими Срединно-Атлантический хребет близ экватора, являются долины Романш и Чейн (Heezen, Bunce, Hersey, Tharp, 1964; Metcalf et al., 1964). В Северной Атлантике известна поперечная долина Атлантики, расположенная на 30° с. ш. При пересечении поперечных долин Срединно-Атлантический хребет отодвигается в сторону. Все смещения в экваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта

являются левыми. Смещение, связанное с поперечной долиной Вема, достигает 460 *км*, а с долиной Романш — около 300 *км*. Таким образом, изгибание хребта в экваториальной зоне происходит не плавно, а уступами.

Аналогичные поперечные долины и связанное с ними отодвигание в сторону участков хребта указываются и в Индийском океане. Западно-Индийский хребет пересекается поперечной долиной, протягивающейся с юга-запада на северо-восток на 9° с. ш. В связи с этой долиной предполагается правое смещение хребта (Heezen, Nafe, 1964). Другая поперечная долина пересекает Аравийско-Индийский хребет у входа в Аденский залив. Долина имеет меридиональное направление, и по ней предполагается правое смещение на 300 *км* (Matthews, 1963).

Г. Менард (Menard, 1960, 1966) видит в широтных уступах, наблюдаемых в восточной части Тихого океана, явления того же характера. Он предполагает, что система этих уступов связана с Восточно-Тихоокеанским поднятием и те уступы, которые упираются своим восточным концом в материк Северной Америки, располагаются на западном крыле этого поднятия, гребень которого скрыт под материком. Менард указывает на признаки боковых смещений гребня поднятия при пересечении уступов. Предполагается, что у уступа Клиппертон происходит резкое правое смещение гребня поднятия, в связи с чем гребень скрывается под материком, на уступе Мендосино смещение левое и т. д.

К вопросу о природе подобных смещений и возможности толковать их как тектонические сдвиги мы вернемся позже.

Положительными формами рельефа океанического дна являются так называемые «*асейсмичные хребты*» и различного размера возвышенности. Асейсмичные хребты получили свое название в связи с тем, что в их пределах не наблюдается сейсмической активности, что резко отличает их от срединно-океанических хребтов, характеризующихся повсеместно повышенной сейсмичностью. Под возвышенностями здесь понимаются крупные выпуклости, которые по форме не могут быть названы хребтами.

К хребтам и возвышенностям в Атлантическом океане относятся: хребет Китовый и возвышенности Бермудская, Роколл, Азорская, Рио-Гранде. Нескольно особое положение занимает Азорско-Гибралтарский хребет.

Бермудская возвышенность представляет собой овальный выступ размером 500 на 1000 *км*. Она поднимается над окружающей абиссальной равниной приблизительно на 1000 *м* и лежит на глубине около 4800 *м*. Ее западный и южный склоны пологие и относительно ровные, а восточный расчленен на многочисленные плосковерхие поднятия и плоские депрессии с крутыми склонами высотой в сотни метров. Средняя часть возвышенности занята плато, рельеф которого характеризуется невысокими холмами высотой до 100 *м*. Есть признаки того, что вся возвышенность и в особенности ее восточный склон разбиты на глыбы ортогональной сеткой разрывов, имеющих северо-западное и северо-восточное простирания.

К западу от Шотландии известна подводная возвышенность Роколл, имеющая также овальную форму и размеры 200 на 500 *км*. С окружающих глубин около 3000 *м* она поднимается до глубины в 165 *м*, имея весьма расчлененный рельеф.

Вокруг Азорских о-вов на глубине менее 2000 *м* расположена Азорская возвышенность, или Азорское плато. На западе оно смыкается с рифтовыми горами Срединно-Атлантического хребта. Поверхность плато сильно раздроблена. На восток от плато в сторону Гибралтарского пролива протягивается Азорско-Гибралтарской хребет, условно включенный нами в рассматриваемую категорию форм рельефа. Этот хребет слабо выражен в рельефе, но есть основания думать, что его гребень усложнен рифтовой долиной, глубины в которой достигают 5000 *м*, тогда как сосед-

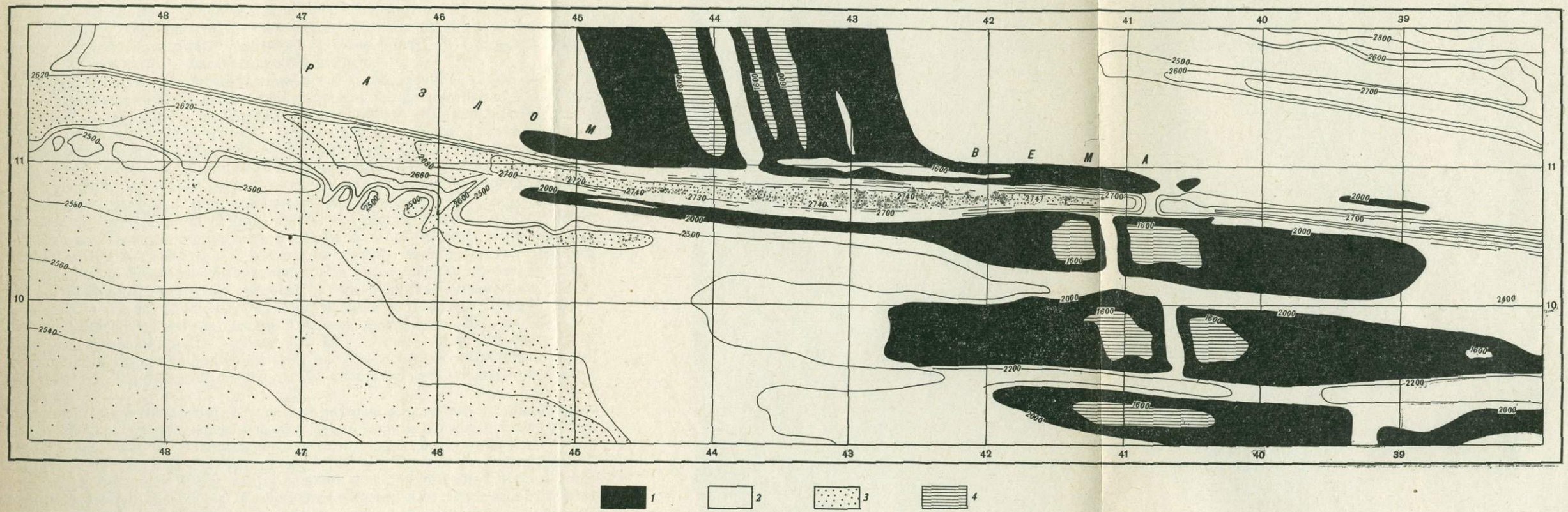


Рис. 12. Батиметрическая схема района разлома Вема. По Хейзену и др., 1964

Изобаты в фатомах. *1* — хребты; *2* — абиссальная равнина; *3* — абиссальная равнина Демера; *4* — наиболее высокие части хребта

ние горы поднимаются до глубины 3000—3800 *м*. Кроме того, с этим хребтом связаны эпицентры землетрясений. Следовательно, этот хребет обнаруживает сходство с срединно-океаническим хребтом.

Возвышенность Рио-Гранде представляет собой овальный блок, вытянутый в широтном направлении и имеющий размеры 300 на 500 *км*. Бóльшая часть возвышенности поднята над окружающими котловинами на 1500 *м*, центральная часть возвышается на 2500 *м*, а отдельные вершины поднимаются до глубины около 650 *м*. Поверхность возвышенности выровнена, а углы наклона на ней малы. Юго-западный склон в сторону Аргентинской котловины пологий, а северный — в сторону Бразильской котловины — значительно более крут.

Китовый хребет, протягивающийся в юго-восточной части океана в северо-северо-восточном направлении, прослежен на протяжении 2000 *км*. Его гребень находится на глубине 1500—2000 *м*. Ширина хребта 200—250 *км*. Вершина хребта плоская. Хребет асимметричен: восточный склон представляет собой крутой обрыв, падающий на 4500 *м* вниз от гребня на протяжении нескольких километров, западный склон пологий.

В Индийском океане крупные поднятия, именуемые иногда в связи со своими размерами микроконтинентами, находятся к западу от Срединного хребта (Heezen, Tharp, 1965a, b). Маскаренский хребет имеет весьма своеобразную форму в виде цифры 9. В основной части он изогнут дугой, выпуклой к востоку, а на севере загнут петлей, внутри которой располагается Амирантская котловина. На южном конце хребта находится о. Маврикий, несколько севернее — о-ва Каргадос-Каражос, а на самом севере — о-ва Сейшельские, Амирантские и Агалега. Длина хребта без петлеобразного изгиба свыше 2000 *км*, ширина от 200 до 450 *км*. Он имеет плоский свод и крутые (до 15°) склоны. Над окружающими котловинами он поднимается на 4000 *м*. Интересной особенностью рельефа является Амирантский желоб, окаймляющий с запада северную петлю хребта.

Мадагаскарский хребет служит продолжением на юг о. Мадагаскар. Это подводное продолжение в форме очень пологого вала протягивается на 1400 *км* к югу от Мадагаскара, а вместе с последним длина хребта достигает 3000 *км*. Ширина хребта 400—700 *км*. Высота его максимальна на севере, где плато Мадагаскара поднято над прилегающей Мадагаскарской котловиной на 6000 *м*. К югу высота хребта над соседними котловинами уменьшается до 2000 *м*. В северной части хребет резко асимметричен: восточный берег Мадагаскара представляет собой обрыв, опускающийся на коротком расстоянии до глубины на 4000 *м*. Западный склон Мадагаскара пологий. Эта асимметрия постепенно сглаживается к югу.

Плоскими возвышенностями являются плато Крозе и хребет Кергелен. Первое имеет размеры 100 на 300 *км* и поднимается над котловинами на 4000 *м*, второй протягивается от района о-ва Кергелен на юго-восток на 1800 *км*. Форму плосковерхого поднятия имеет Мальдивский хребет, протянувшийся от архипелага Чагос на север в меридиональном направлении на 2500 *км* и упирающийся на севере в континентальный шельф (Канаев, 1964). На юге этот хребет близко подходит к Аравийско-Индийскому срединному хребту, но не соединяется с ним. Между ними остается пространство около 150 *км*. С востока о-ва Чагос окаймляются узким желобом глубиной до 5408 *м*.

Любопытное образование представляет Восточно-Индийский хребет, протянувшийся почти точно по меридиану 90° в. д. от Андаманских о-вов на севере до 30° ю. ш., т. е. на протяжении 4250 *км*. Ширина хребта около 200 *км*, и она мало меняется по простиранию хребта. Его высота над окружающим дном от 1000 до 3500 *м*. На склонах встречаются уступы с уклоном до 25°. С восточной стороны южная часть хребта сопровождается желобом глубиной до 6335 *м*.

К южной оконечности Восточно-Индийского хребта причленяется широтный Западно-Австралийский хребет. На востоке последний заканчивается на расстоянии около 500 *км* от материкового склона Австралии. Длина хребта около 1300 *км*, ширина от 250 до 400 *км*. Он резко асимметричен: *его северный склон пологий, южный* — крутой. Свод имеет выпуклую форму; вдоль краев протягиваются узкие гребни высотой до 1000 *м*. Наименьшая глубина хребта 1100 *м*. Параллельно Западно-Австралийскому хребту с юга от него протягивается глубоководный желоб Оби глубиной до 5761 *м*. Желоб имеет крутые склоны (до 15°) и плоское дно. К юго-востоку от этого желоба обнаружен другой желоб Диамантин (глубина до 6857 *м*), который, однако, не сопровождается выраженным хребтом.

В Тихом океане хребты и возвышенности, подобные тем, которые наблюдаются в Атлантическом и Индийском океанах, распространены мало (Менард, 1966). Если говорить о территории собственно океанической, т. е. лежащей внутри периметра, образованного глубоководными желобами, то интересующие нас формы рельефа в их типичном выражении развиты в основном между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Южной Америкой. Это хребты: Кокосовый между Галапагосскими о-вами и Панамой, Карнеги между теми же островами и побережьем Эквадора, Сала-и-Гомес между о-вами Пасхи и северным Чили, Наска между последним хребтом и побережьем Перу, Западно-Чилийский между Восточно-Тихоокеанским поднятием и южным Чили. Сведения об этих хребтах ограниченны, но, вероятно, как и в предыдущих примерах, мы имеем дело с плосковерхими асимметричными возвышенностями.

В центральной части Тихого океана к этому типу возвышенностей можно отнести только плато Манихики в Полинезии (Heezen, Glass, Menard, 1966). Оно имеет форму четырехугольника со сторонами 1000 и 750 *км*, направленными на юго-запад — северо-восток и юго-восток — сесеверо-запад. Плато лежит на глубинах 2500—4000 *м* и окружено глубинами в 5500 *м*. С плато поднимается несколько островов (Дейнджет, Наску, Суворова, Манихики). Преимущественно в этой части океана развиты чрезвычайно пологие овальные или линейные поднятия, служащие основанием для цепочек вулканических островов, выраженных на поверхности океана вулканическими конусами или коралловыми атоллами, построенными в свою очередь на подводных вулканических конусах.

Сравнивая между собой различные группы вулканических островов, можно проследить все переходные стадии: от цепочки изолированных вулканических пиков, поднимающихся со дна, через цепочки таких же пиков, частично слившихся между собой у основания, до широких пологих поднятий, объединяющих общим основанием большие группы вулканов.

Примером первого типа могут служить цепочки о-вов Тубуаи или Феникса, пример второго, переходного, типа мы находим в о-вах Гилберта или Маршалловых, а третий тип представлен о-вами Гавайскими или Лайн. В случае Гавайских о-вов длина поднятия составляет 3000 *км*, а ширина — до 1000 *км*. Склоны поднятий последнего типа очень пологи и в общем постепенно выполаживаются вниз. В верхней части склоны имеют уклон 1—2°, на расстоянии около 100 *км* уклон уменьшается до 0,002, а через 200 *км* — до 0,0005 и, таким образом, склоны незаметно переходят в дно глубоководной котловины.

Характерной особенностью являются периферические рвы, окружающие и усложняющие подножие островных групп. Примером является подножие Гавайских о-вов. В целом оно имеет длину 3000 *км* и ширину до 1000 *км*. Но на расстоянии около 100 *км* от вулканов на склоне поднятия прослеживаются периферические депрессии, за которыми располагается хорошо выраженный периферический вал (рис. 13). Разность

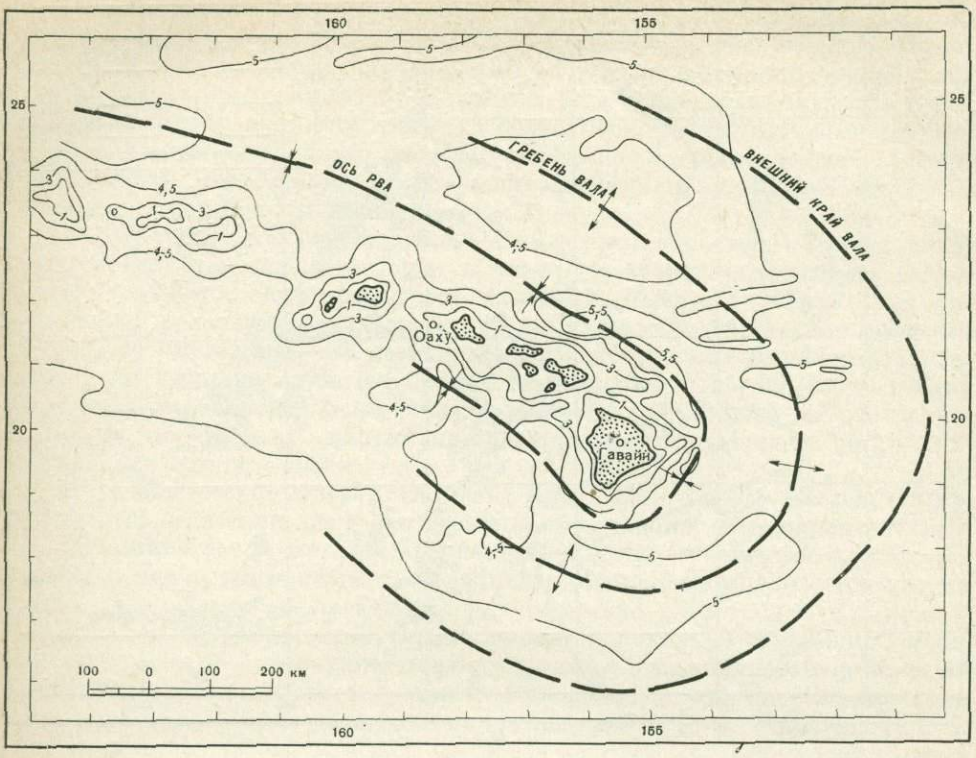


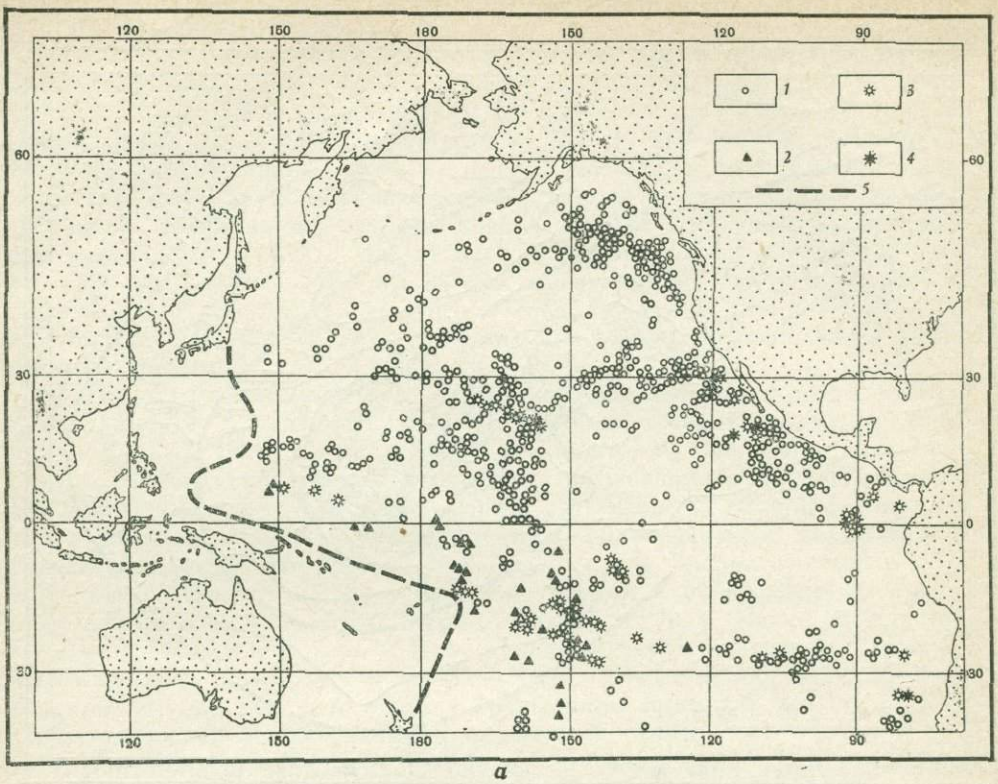
Рис. 13. Периферический ров вокруг Гавайских о-вов. Изобаты в *км*. По Дитцу и Менарду, 1953

глубин между дном рва и гребнем периферического вала от 500 до 1500 *м*, причем ров местами оказывается погруженным ниже уровня окружающих поднятие глубоководных котловин. Периферический вал сильно разбит уступами с крутыми краями. Сходные периферические депрессии обнаружены вокруг подножия о-вов Лайн и близ длинной цепи подводных Императорских гор.

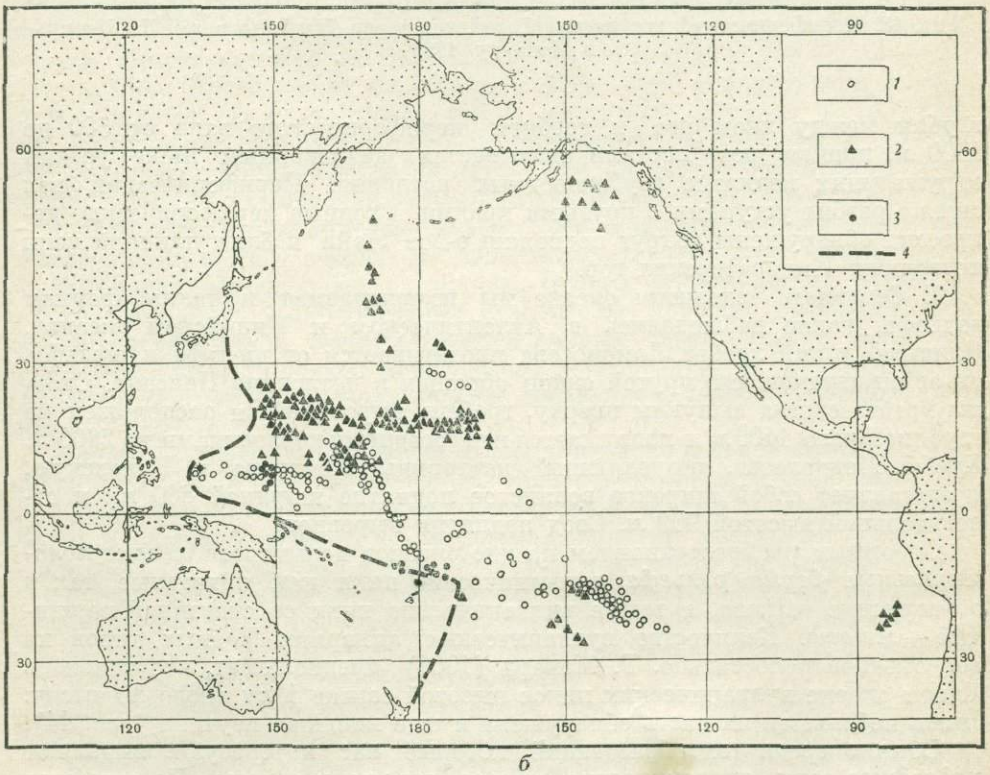
В Северном Ледовитом океане мы возвращаемся к таким формам рельефа, какие наблюдались в Атлантическом и Индийском океанах. Длинный узкий хребет Ломоносова протягивается от шельфа к шельфу, он асимметричен, его крутой склон обращен к котловине Нансена. Склоны хребта слегка выпуклы кверху, гребень выровнен. Он расположен на глубине около 1400 *м* и поднимается над соседними котловинами на 2600 *м*. Хребет Менделеева, разделяющий котловины Макарова и Канадскую, представляет собой широкое волнистое поднятие шириной 800 *км* и относительной высотой 900 *м*. Свод поднятия выровнен.

Огромным распространением на дне океанов пользуются *мелкие положительные формы рельефа:* вулканические пики как подводные, так и образующие острова, а также вулканические пики со срезанной вершиной — *гийоты*. Количество вулканических аппаратов разных типов на дне океанов колоссально. Г. Менард (1966) предполагает, что только в Тихом океане вулканических пиков высотой свыше 1 *км* около 10 тысяч. Лишь небольшая их часть обнаружена и еще меньшая изучена (рис. 14).

Обычно среди тех образований, которые нас интересуют, выделяют *подводные горы, вулканические острова, атоллы и гийоты.* По существу все эти формы родственны, так как представляют собой вулканические конуса, поднимающиеся со дна океана. Подводными горами называют подводные вулканы конусовидной формы с острыми вершинами. Вулка-



а



б

Рис. 14. Размещение вулканов в Тихом океане. По Менарду, 1966

а: 1 — подводные горы, *2* — низкие остров и банки, *3* — вулканические острова, *4* — действующие вулканы, *5* — западная граница центральной части Тихого океана (андезитовая линия); *б: 1* — атоллы, *2* — гийоты, *3* — погруженные атоллы, *4* — западная граница центральной части Тихого океана (андезитовая линия)

нические острова — это те же вулканические конуса, вершины которых подняты над уровнем моря. Атоллы представляют собой коралловые образования, но, как показывают бурение и геофизические исследования, все коралловые острова имеют в основании подводные вулканические горы. Наконец, гийоты являются теми же подводными вулканическими горами, но имеют форму усеченного конуса с ровной, почти горизонтальной площадкой наверху (см. Хейзен, Тарп, Юинг, 1962; Менард, 1966; Hess, 1946; Hamilton, 1956; Menard, Ladd, 1963).

Характерная особенность всех этих возвышенностей — крутые склоны (15—40°), которые становятся все круче вверх. Что касается размеров возвышенностей, то они очень различны. Высота вулканических пиков любых разновидностей бывает от 1 до 10 *км*. Соответственно различен и диаметр основания — от нескольких десятков до 200 *км*. Ширина площадки на вершинах гийотов бывает от нескольких до 30 *км*. Глубина площадок под поверхностью воды колеблется от десятков метров до более 2 *км*. На склонах гийотов иногда наблюдаются террасы на разной глубине вплоть до 3500 *м*.

В Атлантическом океане (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962; Heezen, Tharp, 1961) вулканические пики рассеяны по обе стороны от Срединного хребта. Большинство из них расположено группами, линейными или округлыми. Такие группы обычно объединены общей возвышенностью на дне океана. Гийотов в этом океане сравнительно мало.

Крупной вулканической горой является цоколь Бермудских о-вов. Он поднимается с поверхности Бермудской возвышенности в Северо-Американской котловине с глубины около 4500 *м*, его плоская вершина размером 80 на 130 *км* находится на глубине всего 40 *м*. Угол склона 1 : 7.

На той же возвышенности к северо-востоку от Бермудских о-вов находится подводная гора Муир. Она имеет форму конуса. Ее восточный склон круче, чем западный. Основание ее имеет размеры 16 на 60 *км*. Высота над Бермудским поднятием 3200 *м*, минимальная глубина 1547 *м*.

Еще дальше к северо-востоку в направлении с юго-востока на северо-запад протягивается цепочка подводных гор Кельвин длиной свыше 1000 *км*. Они располагаются вдоль края Бермудского поднятия, но уже за его пределами. В составе группы около двух десятков гор. Самая крупная из них, гора Кельвин, имеет высоту 3600 *м* и диаметр основания около 60 *км*. Вершины гор лежат на глубине 1000—1500 *м*. Несколько гор имеют плоские вершины.

К востоку от этой группы у подножия Срединного хребта прослеживается дугообразно изогнутая группа подводных гор, из которых наиболее крупные горы Роккевей и Якутат. Глубина вершины последней 1133 *м*. Севернее выделяется гора Милн, имеющая высоту 4500 *м* и достигающая своей вершиной глубины 102 *м*. Севернее на маленькой группе подводных гор отмечена минимальная глубина 36 *м*, а на горе Алтаир, расположенной на склоне Срединного хребта западнее горы Милн, зарегистрирована глубина 973 *м*.

Многочисленные подводные горы находятся в северной части Атлантического океана на Срединном хребте. Часть из них поднимается над уровнем моря. Сюда относится группа подводных гор на поверхности Азорской возвышенности, а также подводные горы Атлантис, Плато, Крузер, Маркала, Большой Метеор и другие, образующие группу южнее Азорских о-вов. В последней группе одна вершина поднимается до глубины 20 *м*, а остальные — до глубин 150—300 *м*. Их основание находится на глубине 3000—3500 *м*. Гора Большой Метеор является гийотом.

Вулканические горы и группы вулканических островов на восточной окраине Северной Атлантики расположены частично на Азорско-Гибралтарском хребте (подводные горы Жозефин, Горриндж, Ампер и другие,

достигающие глубины 200—40 *м* и частью являющиеся гийотами) и в большей степени в зоне континентального подножия (о-ва Мадейра, Канарские, Зеленого Мыса).

В ЮжнойАтлантике несколько групп подводных гор прослеживаются близ Бразильского берега. Эти группы либо полностью находятся в зоне континентального подножия, либо, начинаясь на подножии и даже на континентальном склоне, протягиваются в сторону соседних котловин. Ряд отдельных вершин рассеян вдоль континентального подножия близ экватора. Некоторые из них гийоты. К западу от города Форталеза о-ва Рокас и Фернандо-ди-Норонья вместе с рядом подводных возвышенностей образуют широтную линейную цепочку. Здесь отмечен один гийот. Такая же широтная цепочка подводных вершин протягивается вдоль параллели 21° ю. ш., начинаясь у шельфа и заканчиваясь о-вами Тринидади и Мартин-Вас уже в Бразильской котловине на расстоянии 1000 *км* от края шельфа. Ближайшие к берегу вершины являются гийотами. Их плоские вершины находятся на глубине нескольких десятков метров. Изолированные горы известны и во внутренней части Бразильской котловины. Ряд подводных гор усложняет поверхность возвышенности Рио-Гранде.

В зоне Срединного хребта в Южной Атлантике находятся вулканические о-ва Сан-Паулу, Вознесенья, Святой Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве и ряд подводных гор (Вюст, Альфред Мерс, Метеор и др.). На юго-западном продолжении Китового хребта с глубины около 4500 *м* поднимается большой пик Дисковери, одна вершина которого достигает глубины 411 *м*. Внутри Гвинейского залива протягивается в северо-восточном направлении линейная цепочка из четырех вулканических островов (Аннобон, Сан-Томе, Принсипе, Фернандо-По).

Сведения о вулканических пиках и гийотах в Индийском океане еще недостаточны (Живаго, 1965; Канаев, 1964; Heezen, Tharp, 1965a, b). В юго-западной его части следует отметить вулканические о-ва Принс-Эдуард, Крозе, Кергелен. Большое количество вулканических островов, а также подводных гор и гийотов известно в западной части океана в районе Мадагаскара (Коморские, Альдабра, Сен-Пьер и др.), а также на Маскаренском хребте. Густая цепочка вулканов, покрытых коралловыми атоллами, тянется вдоль Мальдивского хребта.

Для северо-восточной части океана на карте В. Ф. Канаева показано свыше ста подводных гор (рис. 15). Выделяется цепочка многочисленных гор между о-вами Кокосовыми и Рождества. Эти горы объединены невысоким широким валом. Глубина над последним свыше 5500 *м*, а горы поднимаются до глубин от 2500 до 1433 *м* (гора Щербакова). Цепочка вершин протягивается также на продолжении Западно-Австралийского хребта между последним и Австралийским материком. Полосы подводных гор отмечены вдоль обоих склонов Восточно-Индийского хребта, а также к югу от Цейлона. Гийотов в Индийском океане было отмечено несколько.

Тихий океан гораздо гуще «заселен» вулканическими аппаратами, чем другие океаны (Менард, 1966; Hess, 1946; Hamilton, 1956; Menard, Dietz, 1951). Это заключение не может отражать различную степень изученности океанов, так как Атлантический океан изучен лучше, чем Тихий, и можно утверждать, что подводных гор в нем значительно меньше, чем в последнем. В свете современных данных, которые нельзя считать исчерпывающими, подводные горы в Тихом океане сконцентрированы преимущественно в некоторых областях. Первой такой областью является Аляскинский залив, где вулканические подводные горы сосредоточены главным образом в центральной его части и в Провинции хребтов и впадин. Среди вулканических возвышенностей центральной части залива известно около десяти гийотов. Поперечник плоских вершин их не более 13 *км*.

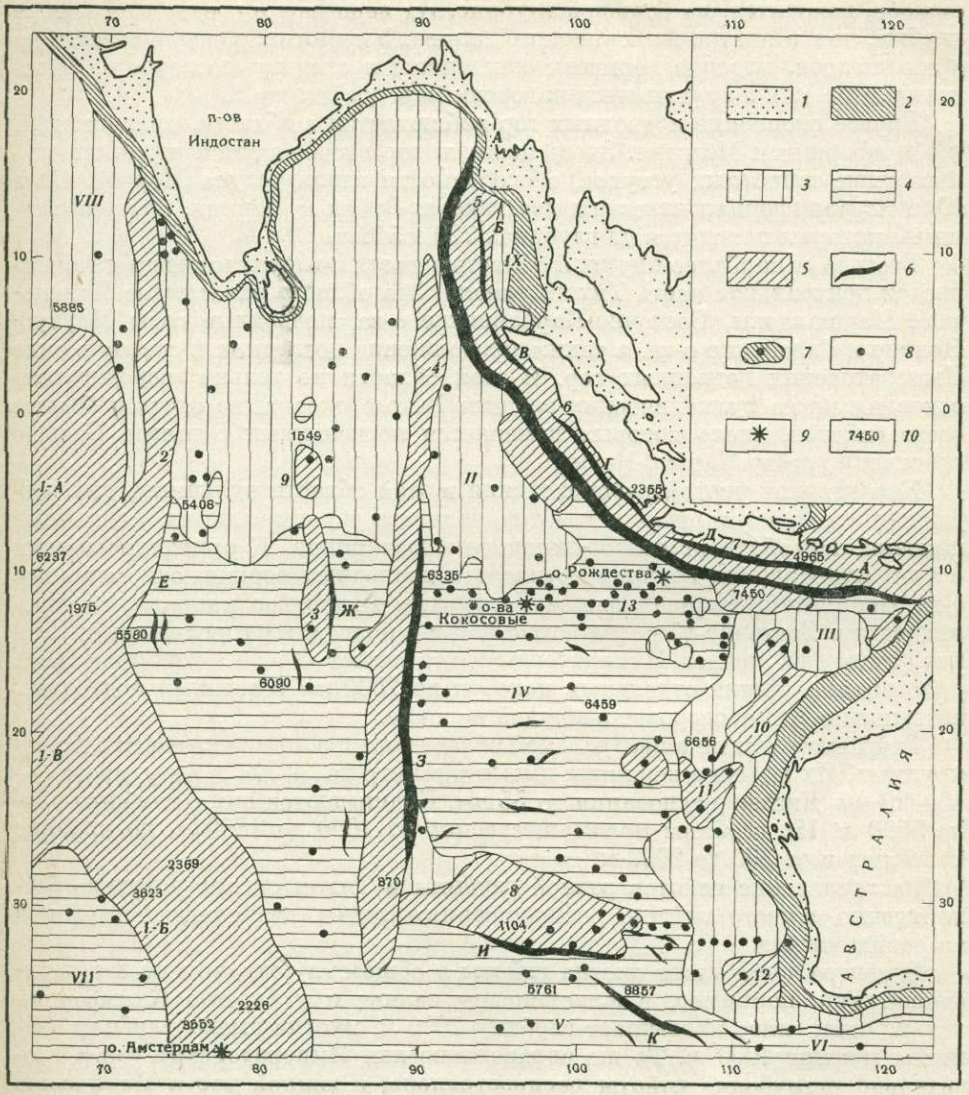


Рис. 15. Геоморфологическая схема дна части Индийского океана. По В. Ф. Канаеву, 1964 (с упрощениями)

1 — шельф; *2* — материковый склон; *3* — аккумулятивные равнины; *4* — холмистое дно котловины; *5* — подводные горные хребты; *6* — желоба; *7* — горные массивы; *8* — подводные горы; *9* — горы-острова; *10* — глубины в *м*. *Котловины:* *I* — Центральная; *II* — Кокосовая; *III* — Северо-Австралийская; *IV* — Западно-Австралийская; *V* — Юго-Западно-Австралийская; *VI* — Южно-Австралийская; *VII* — Крозе; *VIII* — Аравийская; *IX* — Андаманская. *Хребты:* ***1*** — *А, Б, В* — система Срединно-Индоокеанских хребтов (*1* — А — Аравийско-Индийский, *1* — Б — Центрально-Индийский, ***1*** — *В* — Западно-Индийский); *2* — Мальдивский; *3* — Ланка; *4* — Восточно-Индийский; *5* — Андаманский; *6* — Ментавей; *7* — Балийский; *8* — Западно-Австралийский. *Горные массивы:* *9* — Афанасия Никитина; *10* — Эксмус; *11* — Кювье; *12* — Натуралиста; *13* — Щербакова. *Желоба:* *А* — *Д* — отдельные желоба системы Зондских о-вов; *Е* — Чагос; *Ж* — Ланка; *З* — Восточно-Индийский; *И* — Оби; *К* — Диамантина

Большинство плоских вершин расположено на глубинах от 700 до 2500 *м* и нет ни одной вершины мельче 400 *м*. Диаметр основания обычно 30—40 *км*. Особо следует отметить, что гийоты, расположенные в Алеутском желобе, находятся, на большей глубине. Их вершины в среднем на 1800 *м* глубже, чем в центре Аляскинского залива. У гийотов, расположенных на краю желоба, плоские вершины наклонены в сторону последнего. Склоны гийотов, как и вулканических гор вообще, достигают 25°.

Другое скопление подводных гор наблюдается в области, прилегающей к Калифорнии и Мексике. Здесь цепочки гор вытягиваются вдоль описанных выше широтных уступов, в особенности вдоль уступа Меррей. Близ Южной Калифорнии известны два гийота: Эрбен и Норман, плоские вершины которых находятся на глубинах 720 и 510 *м*.

Третьей и наиболее крупной областью развития вулканических гор является центральная часть Тихого океана. Эта область охватывает Полинезию, Маршалловы, Восточно-Каролинские о-ва, подводные горы Маркус-Некнер и Гавайские о-ва, а также продолжение последних к северу в виде Императорских подводных гор. В этой области не только сосредоточена основная масса вулканических вершин Тихого океана, но здесь и больше всего гийотов, число которых измеряется несколькими сотнями. Больше всего их в хребте Маркус-Некнер.

Характерной чертой распределения в этой области вулканических возвышенностей, в том числе и гийотов, является группировка их в линейные цепочки. Преобладает северо-западное простирание. К ориентированным в этом направлении группам островов и подводных вершин относятся все о-ва Полинезии, Маршалловы и Гавайские. Широтное направление проявляется в Восточно-Каролинских о-вах и в подводных горах Маркус-Некнер, тогда как полоса Императорских гор имеет почти меридиональное простирание. Длина отдельных цепочек до 2500 *км* с сотнями подводных возвышенностей и островов в каждой цепочке.

Гийоты, развитые в центральной области океана, принадлежат к разряду крупных. Их плоские вершины имеют диаметр до 30 *км*, хотя у многих — 15—20 *км*. Диаметр основания до 55 *км*. Поднимаются они с глубины около 5500 *м*. Их глубины преимущественно от 1000 до 1800 *м*, но крайние колеблются от 300 до 2000 *м*.

Распределение гийотов разной глубины в Тихом океане довольно беспорядочно и часто гийоты, расположенные рядом, различаются глубиной на сотни метров.

В центральной части океана гийоты в общем глубже, чем по его периферии. Так, например, в Аляскинском заливе и у берегов Калифорнии только один гийот превышает глубину 2000 *м*, многие имеют глубину вершины меньше 1000 *м*. То же справедливо для Императорских гор. Относительно неглубокие гийоты распространены в южной части Полинезии. В центральной же области океана среди Маршалловых о-вов и гор Маркус-Некнер почти все гийоты имеют вершины на глубинах свыше 1000 *м* и многие из них — на глубинах свыше 1700 *м*. Поскольку периферические гийоты расположены в областях океана с глубинами 4000—4500 *м*, а центральные — в областях с глубинами 5000—5500 *м* и поскольку разница в глубине вершин гийотов между этими областями около 500 *м*, можно прийти к заключение, что в очень грубом приближении в среднем высота гийотов над дном в центральных областях на 500 *м* меньше, чем по периферии океана. Г. Менард (1966) сделал попытку составить для центральной области Тихого океана схему распределения высот гийотов над дном в изолиниях и получил изменение высот от 3500 *м* в Центральной котловине и в Маршалловом архипелаге до 4500 и даже 5000 *м* при продвижении в стороны южной оконечности цепи Императорских гор, Южной котловины и Восточной котловины Тихого океана. В этом случае разность высот гийотов над дном получается до 1,5 *км*. У нас, однако, создается впечатление,

что такой результат может быть получен лишь в случае, если придавать наибольший вес крайним цифрам глубин гийотов. Учитывая большие колебания глубин даже среди близко расположенных гийотов, следует признать этот метод сомнительным. Нам кажется, что наша оценка разности высот гийотов ближе к действительности.

Рассмотренные нами особенности рельефа дна океанов приводят к выводу, что хотя по средней глубине океаны мало отличаются друг от друга, они существенно разнятся по характеру рельефа. Тихий океан, несомненно, отличен от всех остальных океанов. В Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах большую роль играют крупные возвышения дна в форме как срединных хребтов, так и «асейсмичных хребтов» и «микроконтинентов». Если исходить из этого признака, то на первое место следует поставить Индийский океан, в котором крупные возвышенности разных типов играют особенно большую роль. Далее, вероятно, следует Северный Ледовитый океан, значительная часть площади которого занята подводными хребтами, и, наконец, последним в этом ряду окажется Атлантический океан.

В Тихом океане нет такого срединного хребта, который типичен для Атлантического и Индийского океанов. Восточно-Тихоокеанское поднятие ниже и положе, чем крупные возвышенности в других океанах. В основной же части Тихого океана вообще почти нет крупных возвышенностей. Вместо них здесь развиты многочисленные цепи вулканических островов и гряд подводных вулканических гор; значительно больше, чем в других океанах, развиты гийоты.

Очень кратко следует указать на основные особенности рельефа дна тех краевых и средиземных морей, дно которых расположено глубже материкового шельфа. По периферии Тихого океана к ним относится, кроме Берингова, Охотского, Японского, Южно-Китайского, Кораллового, Фиджи и Тасманова морей, также и та часть океана, которая лежит между Марианской и Бонинской островными дугами, с одной стороны, и Японской и Филиппинской дугами — с другой.

Периферии Атлантического океана принадлежат моря Средиземное, Черное, Карибское, Мексиканский залив.

В глубоких морях мы находим те же основные элементы рельефа, что и в океанах. За прибрежным шельфом глубиной 100—200 *м* следует континентальный склон, опускающийся к глубоким котловинам, занятым преимущественно абиссальными равнинами. Отличие заключается в том, что последние лежат на меньшей глубине, чем океанические котловины. В морях имеются также возвышенности дна, в том числе подводные хребты и вулканические пики.

Вот, например, как характеризуется рельеф Средиземного моря (Емельянов, Михайлов и др., 1964). Это море делится на две части — западную и восточную. В западной части находятся две замкнутые котловины: Алжиро-Прованская и Тирренская. Их дно представляет собой преимущественно глубоководные равнины (по последним данным, вдоль оси Алжиро-Прованской котловины проходит слабо выраженный (Срединный хребет). Котловины окаймлены крутыми континентальными склонами с уступами и каньонами. Первая котловина лежит на глубине 2600—2700 *м*, вторая — на глубине 3500 *м*. В центре Тирренской котловины обнаружен вулканический конус высотой 2840 *м* над дном при ширине основания около 30 *км*. Глубины над его двумя вершинами 743 и 1235 *м*.

В восточной части Средиземного моря выделяются Центральная и Левантинская котловины. Ложе первой имеет глубины свыше 3500 *м* и преимущественно холмистый рельеф. Левантинская котловина очерчивается изобатой 2500 *м* и ограничена с севера Центральным средиземноморским валом, возвышающимся на 500—800 *м* над средним уровнем дна. Между

Центральной и Левантинской котловинами лежит Срединное плато с глубинами 1400—1600 *м*. Интересным образованием является узкий желоб, окаймляющий с юга Критско-Родосскую островную дугу. Этот Гелленский желоб, состоящий из ряда отдельных удлиненных впадин, занимает по отношению к островной дуге совершенно такое же положение, что и глубоководные желоба по периферии океанов. Глубины в этом желобе превышают 3500 *м* и местами достигают 5000 *м*. Западная и восточная части Средиземного моря разделяются мелководным Африкано-Сицилийским порогом с глубинами менее 1000 *м*.

Четкое разделение дна на шельф, континентальный склон и абиссальную равнину, лежащую на глубине от 3000 до 4000 *м*, наблюдается в Мексиканском заливе (Heezen, Menard, 1963). Сложнее рельеф в Карибском море, глубокая часть которого двумя подводными хребтами «асейсмичного» типа» (хребты Авес и Беата) делится на три котловины — Гренадскую, Венесуэльскую и Колумбийскую — с глубинами до 4000 *м* в первой, свыше 5000 *м* во второй и свыше 4000 *м* в третьей (Юинг, Офисер и др., 1960; Ирдли, 1954). Дно этих котловин представляет собой абиссальную равнину. Со дна котловин поднимаются отдельные вулканические пики.

Все остальные моря характеризуются в общем теми же основными формами рельефа.

Однако одно существенное обстоятельство должно быть подчеркнуто. Во многих случаях в краевых и средиземных морях мы сталкиваемся с очень сложным рельефом дна. Такой рельеф является подводным продолжением рельефа примыкающих участков суши. Примером могут являться моря Целебесское, Сулу, а также часть Западно-Каролинской котловины Тихого океана к северу от западной оконечности Новой Гвинеи (Krause, 1965c, 1966). В восточной части Целебесского моря, по окраинам моря Сулу и к северу от Новой Гвинеи наблюдается рельеф, состоящий из поднятий и депрессий шириной в несколько десятков километров и с амплитудой до 2 *км*. Он лежит на глубинах до 2000 *м*. Этот рельеф явно продолжает под водой хребты и депрессии, наблюдаемые на прилегающих континентальных участках Филиппин и Новой Гвинеи. Он резко контрастирует *с морскими равнинами, лежащими рядом* (*например, в центральной части* моря Сулу) на глубинах свыше 2500 *м*.

Море, лежащее между Марианской дугой и Филиппинами, как и моря Меланезии (Коралловое, Фиджи и Тасманово), также характеризуется сложным рельефом, хотя в этом случае далеко не всегда можно связать донный рельеф с рельефом соседних участков суши. Для этих морей типично разделение на многочисленные котловины и хребты, много меньше по размаху, чем хребты и котловины в открытых океанах. Многие котловины здесь не неправильной формы, преобладающей в океанах, а линейно вытянуты. Например, дно Тасманова моря осложнено вытянутыми в меридиональном направлении хребтами Лорд-Хау и Норфолк, между которыми находится узкая вытянутая Новокаледонская котловина. В море Фиджи в том же направлении протягивается хребет Колвил-Лау, а также меньший по размеру безымянный хребет. Все эти хребты примыкают на юге к Новой Зеландии и как бы служат ее подводными продолжениями. Продолжение того же «микроконтинента» к югу выражено подводным хребтом Макуори, а также Новозеландским подводным плато.

Не менее сложный рельеф, состоящий из малых по размеру котловин и разделяющих их хребтов, наблюдается на дне Кораллового моря. Многочисленные хребты и возвышенности делят на несколько котловин море, отделенное от океана Марианской островной дугой.

Примером являются также Мраморное и Эгейское моря. Рельеф их дна характеризуется вытянутыми в широтном направлении глубокими и узкими впадинами с крутыми обрывистыми склонами (Емельянов, Михайлов и др., 1964). Центральная часть Эгейского моря отличается наличием зам-

крутых котловин различной ориентировки, формы и величины, чередующихся с подводными выступами и островами. Этот рельеф, несомненно, продолжает аналогичный по характеру рельеф прилегающих районов Балканского п-ова и Малой Азии.

Этих примеров достаточно, чтобы прийти к заключению, что в краевых и средиземных морях наблюдается, по крайней мере в части их, более сложный и мелкий, чем в океанах, рельеф, который в некоторых случаях удается связать с рельефом соседних участков суши. Подобные особенности рельефа сходны с краевыми плато в океанах, во всяком случае с теми, которые характеризуются сложно расчлененным рельефом (например, с «Провинцией хребтов и впадин» или с краевой зоной Калифорнии). Мы увидим дальше, что морфологическое сходство означает и более глубокое родство этих форм между собой.

Глава вторая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОКРАИН АТЛАНТИЧЕСКОГО, СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ

В этой главе суммируются данные о геологическом строении и геологической истории периферий Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского океанов[1]. Под периферией океана мы понимаем континентальный склон, шельф и прилегающую полосу суши, ширина которой определяется в зависимости от конкретного геологического строения. Периферию океана мы будем также называть окраиной океана, или зоной перехода от океана к материку или обратно.

Известно, что периферии океанов разделяются на два типа — атлантический и тихоокеанский. В первом случае наблюдается несогласное налегание края океана на домезозойскую структуру соседних частей материка, которые к мезозойскому времени повсеместно характеризовались платформенными условиями развития. Во втором случае на периферии океана лежит молодая, мезо-кайнозойская, геосинклиналь. Первый тип периферии преобладает вокруг Атлантического и Индийского океанов и является единственным вокруг Северного Ледовитого океана. Тихоокеанский тип периферии повсеместно окружает Тихий океан, но на отдельных отрезках встречается и на окраинах Атлантического и Индийского океанов (районы Антильских и Южных Сандвичевых о-вов и Гибралтара в Атлантическом океане, а также Индонезии в Индийском океане). Таким образом, в этой главе речь будет идти преимущественно о периферии атлантического типа, хотя вкратце будут охарактеризованы периферии тихоокеанского типа, там, где они встречаются в описываемых здесь океанах. Некоторые сведения будут приведены также о морях, принадлежащих бассейну Атлантического океана.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантическое побережье Северной Америки

Из числа областей, лежащих в зоне перехода от Атлантического океана к окружающим материкам, наилучшим образом изучена окраина Северной Америки между Ньюфаундлендом и Флоридой. Здесь в течение многих лет производились геологические и геофизические исследования, как на прилегающей к океану прибрежной равнине Пидмонт, так и на шельфе и краевом плато Блейк. Геологическая съемка, драгирование на континентальном склоне и в подводных каньонах, буровые скважины, пересечения сейсмическими профилями (методом преломленных и отраженных волн), магнито-и гравиметрические измерения дали исключительно интересный материал, позволяющий рассматривать эту зону как эталон для всех побе-

[1] При чтении последующих глав рекомендуется пользоваться Геологической картой Мира. Изд. ГУГК, 1966.

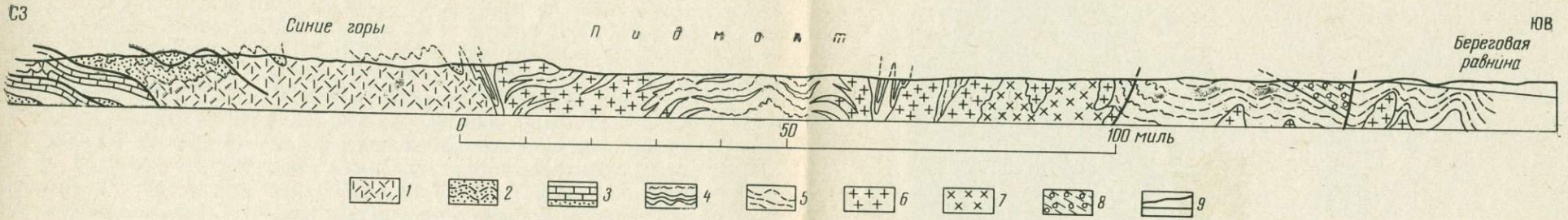


Рис. 16. Схематический разрез через Южные Аппалачи, Пидмонт и Береговую равнину на атлантической периферии Северной Америки. По Хингу, 1959

1 — гранито-гнейсовый фундамент; *2* — верхний докембрий; *3* — палеозойские известняки, кварциты и сланцы; *4* — палеозойские филлиты, мраморы и кварциты; *5* — метаморфические палеозойские породы; *6* — палеозойские обломочные и вулканические породы; *7* — палеозойские интрузивные породы (главным образом граниты); *8* — триас; *9* — меловые и третичные отложения

режий сходного типа (Ирдли, 1954; Хейзен, Тарп, Юинг, 1962; Эмери, 1966; Stetson, 1938; Ewing, Worzel et al., 1950; Officer, Ewing, Wunschel, 1952; Officer, Ewing, 1954; Drake, Worzel, Beckmann, 1954; Press, Beckmann, 1954; Ericson, Ewing et al., 1955; Drake, Ewing, Sutton, 1959; Hersey, Bunce et al., 1959; J. Ewing, Luskin et al., 1960; J. Ewing, Le Pichon, Ewing, 1963; Guilcher, 1963; Engelen, 1963; Roberson, 1964; Pratt, Heezen, 1964; Hoskins, Hersey, 1965; Worzel, 1965; Emery, 1965; Ocean drilling..., 1965; J. Ewing, Ewing, Leyden, 1966; Sheridan, Drake et al., 1966; Krause, Chramiec, et al., 1966; M. Ewing, Sutton, Officer, 1954; Northrop, Heezen, 1951; Oliver, Drake, 1951; M. Ewing, Woolard, Vine, 1939, 1940).

Вдоль Атлантического побережья Северной Америки, на расстоянии 50—200 *км* от края океана, протягиваются Аппалачские горы. К северу от р. Гудзон — это Северные Аппалачи, принадлежащие каледонской складчатой зоне, к югу лежат Центральные и Южные Аппалачи, характеризующиеся складчатостью герцинского возраста. Между Аппалачами и океаном расположена низменная равнина, очень полого наклоненная к океану. Она узка около Северных Аппалачей и значительно шире около Центральных и Южных Аппалачей. Равнина сложена четвертичными, третичными и меловыми отложениями, слои которых полого опускаются к океану (рис. 16).

В непосредственной близости к Аппалачским горам из-под осадочных пород мелового возраста, отделяясь от них резким угловым несогласием, выходит кристаллический фундамент. На большей части площади он сложен сильно дислоцированными метаморфическими сланцами, метавулканическими породами и гнейсами. Этому комплексу приписывается нижнепалеозойский возраст. Зона выхода кристаллического фундамента называется Пидмонтом. Пидмонт Южных Аппалачей сложен метаморфическими породами, выходящими на поверхность в Северных Аппалачах. Последние испытали поднятие, завершившее геосинклинальное развитие в среднем девоне. Судя по распределению фаций, в это же время имело место поднятие на продолжении Северных Аппалачей — к юго-востоку от Центральных и Южных Аппалачей, там, где сейчас лежат Пидмонт и прибрежная равнина. Это поднятие сохранялось до конца палеозоя, причем, возможно, что в конце палеозоя движения усилились и поднятие расширилось. Неизвестно, как далеко оно распространялось в сторону современного Атлантического океана.

Нижнепалеозойский метаморфический комплекс прорван гранитными батолитами, гнейсовыми куполами и ультраосновными интрузиями. К Пидмонту усиливаются дислоцированность и метаморфизм всех палеозойских толщ Центральных и Южных Аппалачей. Несомненно, что метаморфические толщи Пидмонта соответствуют внутренней части Аппалачской геосинклинали.

Опускание Пидмонта и прибрежной равнины началось в конце триаса. В поверхность фундамента врезаны узкие длинные полосы красноцветных отложений верхнего триаса — нижней юры, представленных фангломератами, конгломератами, песчаниками и глинами, прорванными основными изверженными породами в виде силлов, даек и покровов. Эти красноцветные породы выполняют узкие зоны погружения, обычно ограниченные сбросами. Залегают красноцветные отложения спокойно, с углами падения 10—20°. Их мощность местами достигает 6 *км*. До отложения меловых осадков поверхность фундамента вместе с породами триаса и нижней юры была пенепленизирована.

В разрезе осадочного чехла Пидмонта и прибрежной равнины на поверхности главными являются отложения верхнего мела, эоцена и миоцена. Ограниченное распространение имеют осадки нижнего мела и олигоцена. Разрез обычно начинается с солоноватоводных и морских преимущественно песчаных отложений сеномана-турона мощностью 150—300 *м*. Выше

лежат пески и глины с флорой, указывающей на возраст от турона до сантона. Мощность этих отложений 25—125 *м*. Кампан представлен песками и глинами с неритовой фауной, местами с глауконитом. Мощность 150—325 *м*. Далее следуют глины и пески маастрихта мощностью 30—250 *м*. После небольшого размыва отложились глауконитовые пески датского возраста мощностью 30 *м* и известковые пески палеоцена и эоцена мощностью 40—135 *м*. Миоцен залегает с размывом на нижележащих породах. Он представлен песками и глинами, внизу с фауной неритовой зоны, вверху без фауны. Мощность миоцена 200—250 *м*.

Мощность всех отложений осадочного чехла увеличивается по направлению к океану: из цифр мощности, указанных выше, меньшая отвечает наблюдаемой во внутренней части равнины, бóльшая— близ берега. В связи с этим более глубокие слои залегают с бóльшим наклоном к океану, чем верхние, но всюду этот наклон чрезвычайно мал и измеряется несколькими метрами на 1 *км*.

Нижний мел нигде не выходит на поверхность, так как он полностью перекрыт верхним мелом. Но и последний обнажается в ограниченном числе пунктов, так как он в свою очередь перекрыт третичными отложениями, часто ложащимися непосредственно на метаморфическое основание. На фоне общего пологого наклона слоев к океану наблюдается их слабая сводообразная изогнутость. Таков, например, свод на м. Фир в Северной и Южной Каролине, выраженный в кровле мела в виде пологого структурного носа. Другой такой же свод находится в северной части Флориды. На нем фундамент залегает на глубине 1150 *м*, тогда как на краю шельфа тот же фундамент лежит более 10 *км*.

Материковый шельф был изучен с помощью буровых скважин и геофизическими методами. Сейсмический метод преломленных волн позволил выделить в разрезе рыхлые (скорость продольных волн до 2 *км/сек*), полууплотненные (2,0—3,0 *км/сек*) и уплотненные (3,0—4,2 *км/сек*) осадочные породы, возраст которых мог быть установлен путем сравнения с разрезами скважин, с результатами драгирования и по лабораторному изучению свойств образцов. Отбивалась также кровля кристаллического основания (граничная скорость 5,0—6,3 *км/сек*). Сейсмический метод отраженных волн позволил выделить несколько отражающих поверхностей, стратиграфический уровень которых можно было установить по образцам, поднятым с разных глубин континентального склона и стенок подводных каньонов.

Эти исследования показали, что шельф в рассматриваемой области в геологическом отношении является непосредственным продолжением наземной прибрежной равнины: он сложен теми же меловыми, третичными и четвертичными отложениями, залегающими на кристаллическом фундаменте. Границы между свитами могут быть прослежены до конца шельфа. Все свиты сохраняют общее падение в сторону океана, и угол падения на шельфе обычно больше, чем на суше. Наклон в среднем на 1 *км* для миоцена 2 *м*, для кровли мела 6 *м*, а для фундамента 12—20 *м*. Мощность свит растет к океану.

Для южной части рассматриваемого района типичным можно считать разрез шельфа близ м. Гаттерас (рис. 17). На берегу в этом районе кристаллическое основание залегает на глубине 2950 *м*. На нем лежат отложения нижнего мела, кровля которых находится на глубине 2070 *м*. Кровля тех же нижнемеловых пород под перегибом от шельфа к континентальному склону находится уже на глубине 2430 *м*. Разрез сложен преимущественно песчано-глинистыми отложениями, за исключением верхнего и среднего эоцена, где преобладают известняки и доломиты, причем ближе к берегу известняки представлены детритусовыми разностями, а дальше от берега — тонкими известковыми илами. В верхнем эоцене, однако, известны пресноводные прослои. В миоцене широко развиты фосфориты.

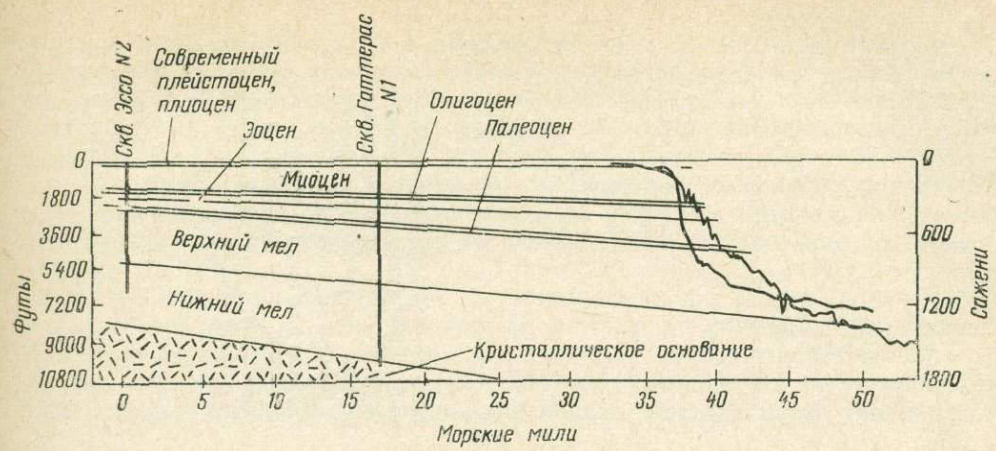


Рис. 17. Разрез шельфа на атлантическом побережье Северной Америки у м. Гаттерас. По Хейзену, Тарп, Юингу, 1962

В частности, весь средний миоцен заменен слоем фосфоритовой гальки. На внешнем краю шельфа миоцен отсутствует, но есть олигоцен.

Плиоцен сложен глинами. Граница между ним и плейстоценом находится обычно на глубине 100—200 *м* под дном. Плейстоценовые и современные отложения представлены главным образом песками с обломками раковин. Существуют признаки доплейстоценового размыва. Грубость плейстоценовых песков и остатки устриц, живших в море более мелком, чем современное, указывают на эвстатические колебания уровня океана, связанные с эпохой оледенения.

В северной части атлантической окраины США строение шельфа более сложное. На поверхности фундамента (например, на продолжении залива Фунди) встречаются полосы красноцветных триасовых пород. Под спокойно лежащими рыхлыми и полууплотненными осадками здесь залегают две длинные узкие линзы, вытянутые параллельно берегу и друг другу, сложенные уплотненными осадками (скорость сейсмических волн около 4,5 *км/сек*). Одна линза расположена под серединой шельфа, другая под континентальным склоном (рис. 18). Эти линзы выполняют прогибы в кровле кристаллического фундамента. В первом прогибе кровля основания находится на глубине 3—6 *км*, во втором — на глубине около 8 *км* под поверхностью осадков. Между прогибами протягивается узкий хребет, выраженный магнитным максимумом. На нем кровля фундамента залегает на глубине 1,5—2,5 *км*. Таким образом, краю шельфа отвечает поднятие фундамента. Ширина первого прогиба около 100 *км*, второго — около 40 *км*. Второй прогиб, находящийся под континентальным склоном, настолько резко выражен, что он, вероятно, ограничен сбросами. Особенно это относится к внутреннему краю прогиба, почти совпадающему с краем шельфа. Выполнены прогибы полууплотненными и уплотненными осадочными породами. Возраст их послепалеозойский, но доверхнемеловой, поскольку породы, начиная с верхнего мела, по сейсмическим данным попадают в разряд рыхлых.

Уплотненные осадки — это, вероятно, красноцветная толща триаса и нижней юры, а полууплотненные, по-видимому, нижний мел. Первые преобладают в прогибе на шельфе, вторые — в прогибе под континентальным склоном.

Южнее м. Гаттерас указанные два прогиба не были прослежены. Возможно, что они сливаются там в один прогиб, который продолжается на океаническом крае плато Блейк.

Чрезвычайный интерес представляет строение континентального склона. Данные, полученные путем подъема образцов пород и сейсмических

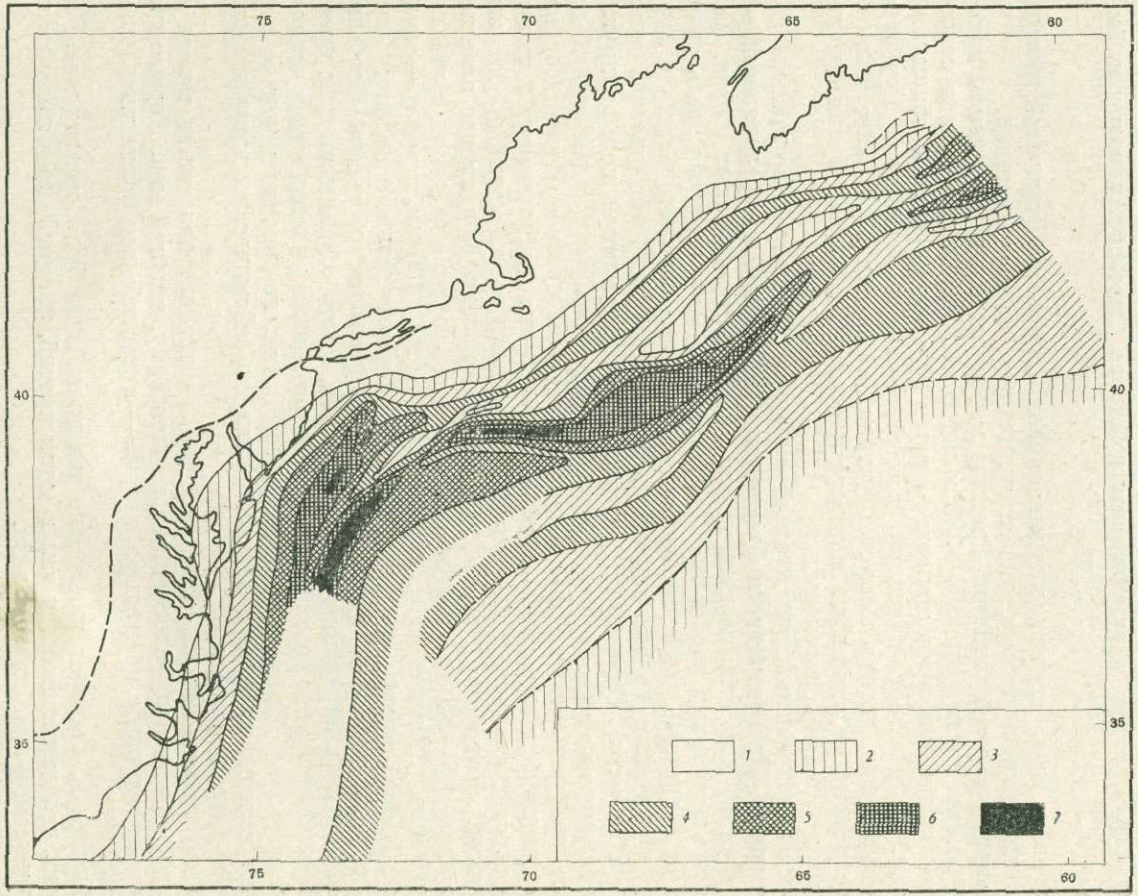


Рис. 18. Рельеф кристаллического фундамента на шельфе атлантической периферии Северной Америки. По Дрейку, Юингу и Саттону, 1959.

Глубины в футах: *1* — < 3000; *2* — 3000—6000; *3* — 6000—9000; *4* — 9000—12 000; *5* — 12 000—15 000; *6* — 15 000—18 000; *7* — > 18 000

исследований отраженными и преломленными волнами, пока недостаточны, чтобы составить вполне ясную картину, но об основных особенностях строения континентального склона говорить можно. Эти особенности сводятся к тому, что склон может представлять собой либо поверхность, на которой обнажаются срезанные ею слои, слагающие шельф, либо флексуру, образованную слоями шельфа, опускающимися по склону к континентальному подножию, либо комбинацию того и другого (например, флексурообразный изгиб слоев вверху и внизу склона и срезание их в его средней части).

Первый случай наблюдается на континентальном склоне близ м. Гаттерас. Здесь слои, слагающие шельф, не меняя залегания, достигают склона и обнажаются на нем, образуя в рельефе склона отчетливые структурные ступени (см. рис. 17). По-видимому, к такому же типу строения принадлежит крутой склон, ограничивающий с востока плато Блейк (см. ниже).

Однако такое строение свойственно лишь наиболее крутым участкам континентального склона. Серия сейсмических профилей, составленных через континентальный склон к югу от м. Гаттерас (J. Ewing, Ewing, Leyden, 1966), показывает, что на участках с более пологим склоном наблюдается флексурообразный изгиб слоев вниз по склону. Изгиб захватывает главным образом верхние слои, которые у края шельфа несогласно срезают более глубокие слои, не обнаруживающие такого изгиба. Корреляция с помощью скважин и подъема образцов со дна показывает, что в этих случаях вниз по склону спускаются плиоценовые, плейстоценовые и современные осадки, тогда как миоценовые и более древние срезаются.

В некоторых случаях было отмечено, что наиболее молодые отложения образуют флексуру в верхней части склона и снова появляются на континентальном подножии, тогда как в средней части склона обнажаются более древние отложения. Это и есть случай комбинации обнаженного склона с флексурой (рис. 19).

Методом отраженных сейсмических волн подробно было изучено строение склона, соединяющего шельф у Джексонвиля (Флорида) с плато Блейк (Ocean drilling..., 1965). Было установлено несколько сильных отражателей (*A*, *B*, *C* — рис. 20 и рис. 21), которые коррелируются с кровлей палеоцена, среднего эоцена и верхнего эоцена соответственно. Палеоцен очень полого (4 *м* на 1 *км*) падает в сторону океана. Наиболее молодые слои, залегая столь же или еще более полого на шельфе, изгибаются

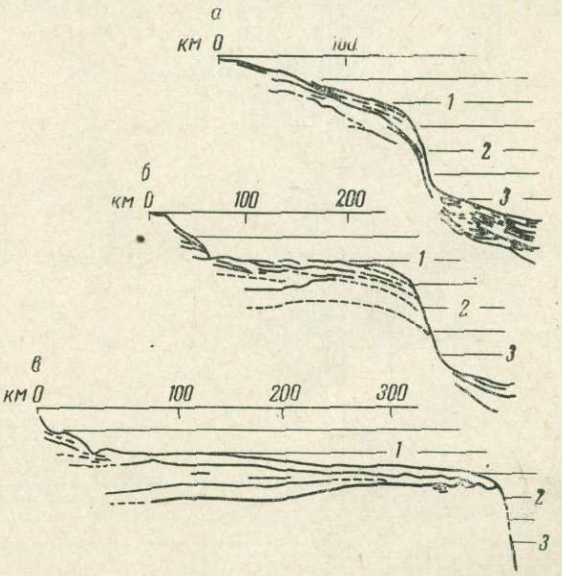


Рис. 19. Профили через континентальный склон между м. Гаттерас и плато Блейк (атлантическая периферия Северной Америки). По Дж. Юингу, Юингу и Лейдену, 1966

а — флексура; *б* — флексура, разорванная сбросом; *в* — сброс. Расстояния от берега в *км*. *1*, *2*, *3* — время отражения звука в *сек*

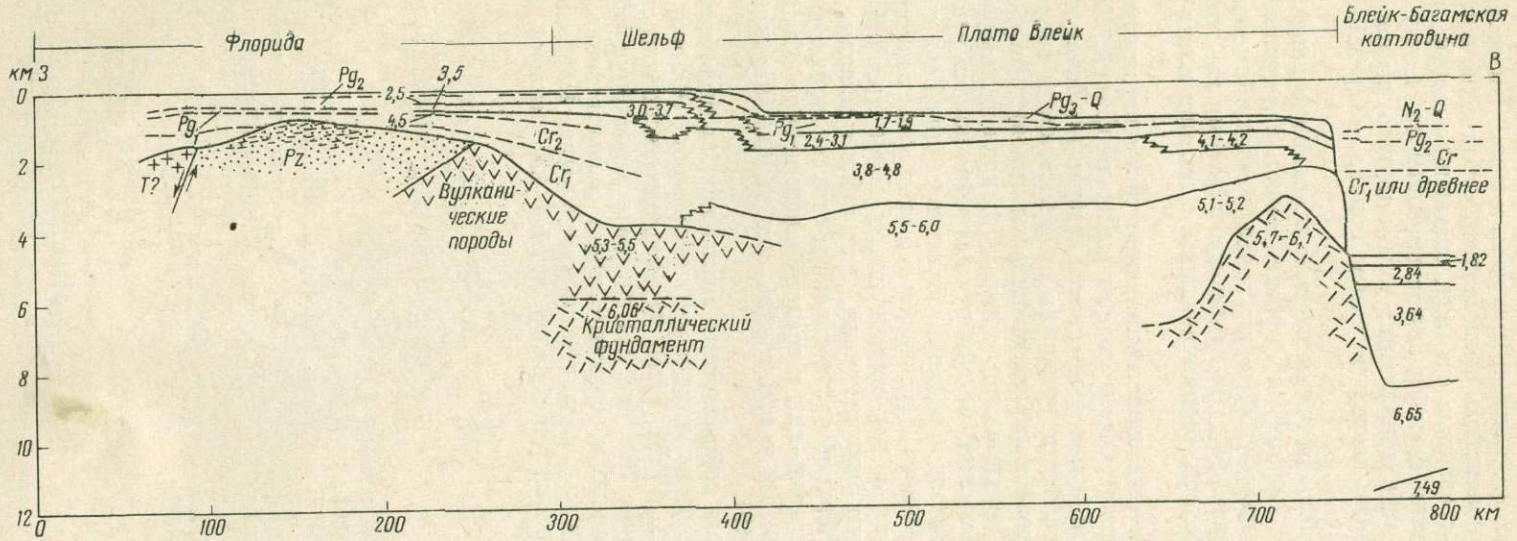


Рис. 20. Разрез через шельф и континентальный склон близ плато Блейк по отраженным сейсмическим волнам. По «Ocean Drilling...», 1965

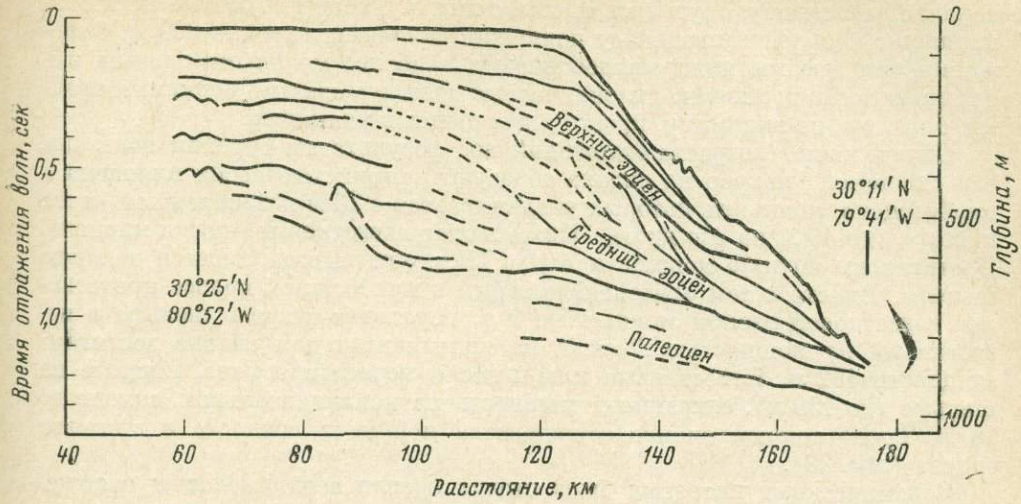


Рис. 21. Профиль через шельф у Флориды и плато Блейк по сейсмическим и буровым данным, а также по данным проб пород. По Дрейку, 1966

Скорости сейсмических волн в км/сек

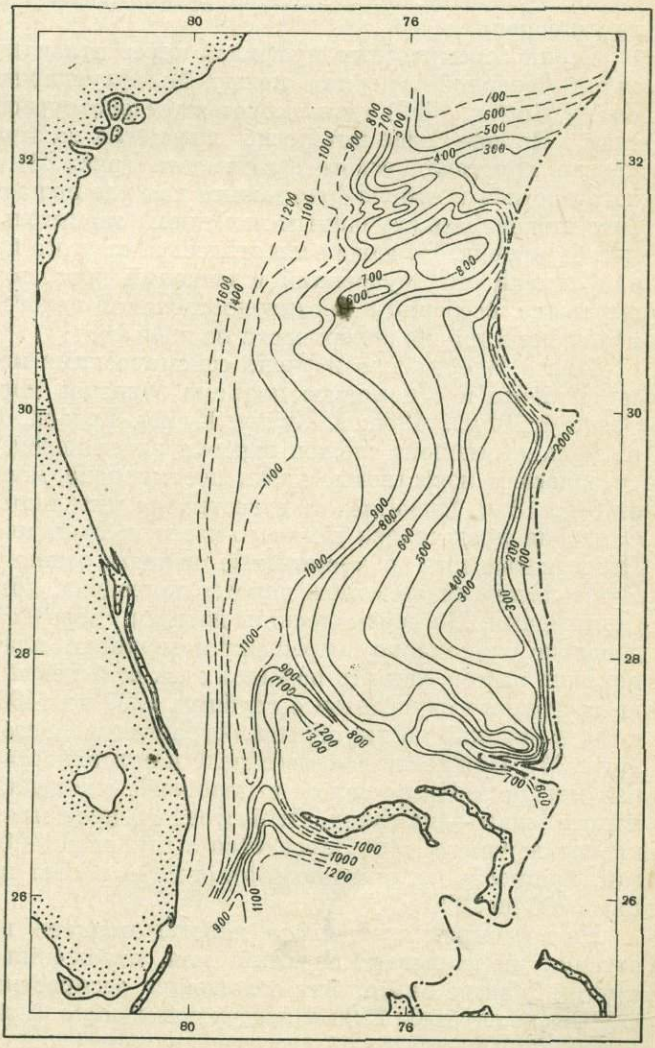


Рис. 22. Мощности третичных отложений (в м) на плато Блейк. По Дж. Юингу, Юингу и Лейдену, 1966

параллельно склону, опускаясь вместе с ним с уклоном 17 *м* на 1 *км* и соединяясь с кровлей палеоцена у подножия склона на глубине 900 *м*. Отложения, залегающие между палеоценом и наиболее молодыми слоями, выклиниваются к подножию склона, частью срезаясь самыми верхними слоями, а частью, по-видимому, просто уменьшаясь в мощности.

Определение возраста отложений по результатам бурения показало, что сплошной покров на склоне образуют глинистые пески плиоцена и плейстоцена, мощность которых увеличивается с 20 *м* в прибрежной части шельфа до 49 *м* на его краю. Ниже лежат известковые пески миоцена. Достигая на шельфе мощности около 75 *м*, они выклиниваются на краю шельфа. Вместе с тем олигоцен, который в прибрежной полосе представлен известковой глиной мощностью 9 *м*, переходит к краю шельфа в известковый ил мощностью 28 *м*, а на континентальном склоне достигает мощности 162 *м*. Известковые илы и пески верхнего эоцена, мощные на шельфе (до 150 *м*), сокращают мощность на континентальном склоне до 16 *м*. Точно так же сильно сокращается мощность среднего и нижнего эоцена (рис. 22).

Сейсмическими методами была отбита кровля верхнемеловых отложений под внутренней частью шельфа. Как и слои палеоцена, она наклонена в сторону океана. Угол наклона, вероятно, несколько больше, чем в кровле палеоцена.

Серия сейсмических профилей через атлантический континентальный склон Северной Америки между Ньюфаундлендом и м. Мэй (Drake, Ewing, Sutton, 1959) также показывает флексурообразный изгиб осадочных свит. Но еще более интересно выражена на этих профилях флексура в кровле кристаллического фундамента (рис. 23). Правда, наличие глубокого прогиба в кровле фундамента как раз под континентальным склоном (что может быть случайным явлением) значительно увеличивает резкость изгиба кровли. Но даже если отвлечься от этого прогиба и соединить плавной линией его внутренний и внешний края, то флексура будет хорошо выражена, особенно в противопоставлении пологому, несколько вогнутому положению той же поверхности на шельфе.

Плато Блейк было изучено сейсмическими методами, тремя буровыми скважинами и с помощью подъема образцов пород (Pratt, Heezen, 1964; Ocean drilling..., 1965; J. Ewing, Ewing, Leyden, 1966). Весь разрез плато от мела до миоцена сложен карбонатными породами. На поверхности плато залегают известковые пески постмиоцена, мощность которых меняется от 0 до 18 *м*. Ниже лежат известковые илы миоцена мощностью до 76 *м*. Олигоцен представлен глинисто-известковыми илами мощностью до 64 *м*. Известковые илы и кремнистые породы эоцена имеют мощность 70 *м*. Ниже лежат аналогичные породы палеоцена, которые не были пройдены скважинами. По сейсмическим данным, породы миоцена и постмиоцена довольно равномерно покрывают поверхность плато и вместе с ней наклонены на восток, так что подошва этих отложений от западного края плато до восточного опускается с глубины 1200 до 1400 *м*. Эти породы обнажаются в верхней части обрыва, ограничивающего плато Блейк с запада (рис. 24). Но кровля верхнего мела и поверхность отражения, расположенная между верхним мелом и подошвой миоцена, наклонены в обратном направлении — на запад. От восточного края плато до его западного края кровля верхнего мела опускается с глубины 1400 до 2000 *м*. Таким образом, мощность послемеловых отложений растет на плато с востока на запад с 300 до 1200 *м*.

На восточном краю плато породы миоцена и постмиоцена непосредственно перекрывают верхний мел, отложения которого обнажаются в крутом обрыве плато. Эти отложения распространяются вниз, во всяком случае до глубины 2500 *м* под уровнем моря (приблизительно 1500 *м* под поверхностью плато и 700 *м* под подошвой палеоцена). На этой глубине

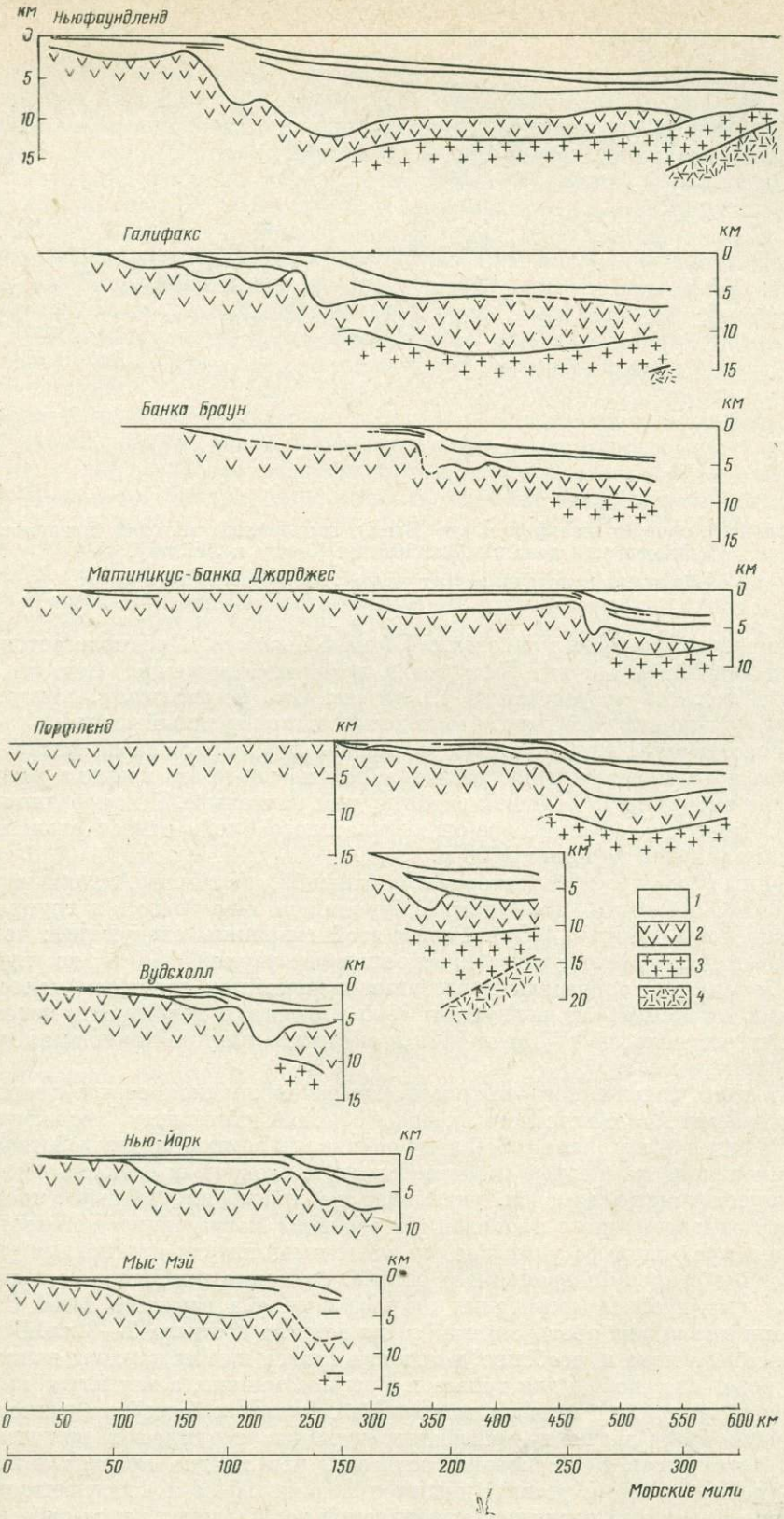


Рис. 23. Профили через атлантическую периферию Северной Америки. По Дрейку, Юингу и Саттону, 1959

1 — вода и осадки мезо-кайнозоя; *2* — кристаллический фундамент (гранито-гнейсовый слой); *3* — «базальтовый» слой; *4* — мантия

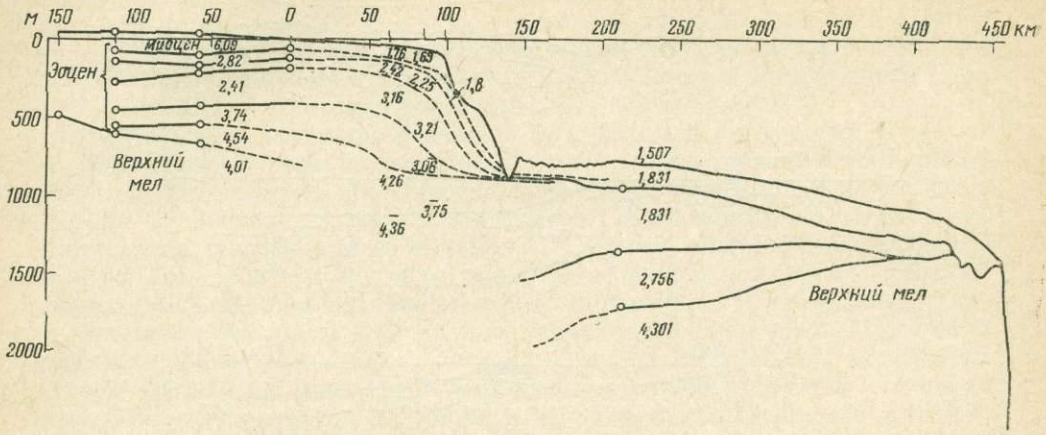


Рис. 24. Разрез через шельф и плато Блейк, полученный методом преломленных сейсмических волн По Дж. Юингу, Юингу и Лейдену, 1966

Цифры на разрезе указывают скорость продольных волн в *км/сек*

сейсмическая скорость меняется с 4,3 на 5,3 *км/сек*. Предполагается, что это кровля нижнемеловых или более древних отложений. Еще на 2 *км* глубже скорость возрастает до 6,1 *км/сек*. Это, по-видимому, кристаллический фундамент того типа, что подстилает прибрежный шельф.

Сопоставление глубин залегания кровли верхнего мела на плато и на шельфе показывает большое расхождение: на плато эта граница расположена на значительно большей глубине, чем на шельфе. Такое различие явно указывает на послемеловое опускание плато Блейк относительно шельфа с амплитудой не менее 1000 *м*.

Данные о строении северо-американской окраины Атлантического океана мы дополним сведениями о бурении на о-ве Андрос в группе Багамских о-вов (Ирдли, 1954). Разрез этой скважины следующий: четвертичные и плиоценовые известняки занимают верхние 670 *м*; до глубины 1420 *м* залегают эоценовые известняки и доломиты; доломиты палеоцена спускаются до 2670 *м*; до глубины 3805 *м* залегают доломиты и известняки верхнего мела; до глубины 4445 *м* скважина шла по пористым доломитам нижнего мела.

Из всего изложенного вытекает, что рассмотренная северо-американская окраина Атлантического океана в течение длительного геологического времени представляла собой зону опускания земной коры. Действительно, накопление на шельфе нижнемеловых мелководных осадков, содержащих пресноводные прослои, указывает на прогибание шельфа, происходившее одновременно с накоплением осадков. Возрастание мощности от берега к краю шельфа указывает на то, что амплитуда прогибания увеличивалась в сторону современного океана. Особенно устойчиво стал развиваться этот процесс прогибания шельфа с начала верхнего мела. С того времени амплитуда прогибания на краю шельфа достигла 2—3 *км*. В течение нижнего мела и, особенно, в течение триаса и юры картина движений была более сложной, и для триаса и юры несомненно, а для нижнего мела возможно, что прогибание происходило в отдельных бассейнах, отношение которых к более позднему прогибанию окраины океанической впадины неясно. В частности, нет оснований считать, что те два прогиба в кровле фундамента, которые устанавливаются под шельфом и континентальным склоном в северной части рассматриваемой зоны, имеют какое-либо принципиальное значение. Они, видимо, связаны с местными особенностями развития именно этого участка.

Результатом прогибания той же окраины с мелового периода до самого последнего времени было накопление осадков, слагающих разрез скважины на Багамских о-вах, где подошва верхнего мела залегает на глубине 3805 *м*. Б. Фаннел (Funnell, 1964) подчеркивает, что кавернозные доломиты и известняки верхнего мела этой скважины являются шельфовыми отложениями и, следовательно, глубина современного их залегания отражает амплитуду прогибания земной коры с начала верхнего мела.

Интереснейшую проблему представляет происхождение материкового склона. Из совокупности всех данных следует считать описанный континентальный склон тектонической флексурой, переходящей местами в сброс. Мы отмечали признаки флексурного строения континентального склона на разрезах через последний между Ньюфаундлендом и м. Мэй. Особенного внимания заслуживает рельеф кровли фундамента, который образует ясно выраженную флексуру. Последняя несомненно имеет тектоническое происхождение. Слои осадочных пород также обрисовывают флексуру, но ее истолкование затруднено тем, что в зоне континентального склона происходит быстрое выклинивание всех осадочных свит и что склон во многих случаях не столь крут, чтобы на нем не могли отлагаться осадки. Так, облекание на склоне постмиоценовыми отложениями срезанных более древних слоев может быть истолковано как отложение на наклонной поверхности уже готового склона. Но случаи срезания слоев шельфа континентальным склоном на его крутых участках не могут быть объяснены нечем иным, как опусканием дна океана относительно шельфа по тектоническому разрыву. На суше в некоторых условиях могло бы возникнуть альтернативное объяснение, а именно эрозионное, но совершенно очевидно, что на дне океанов нет таких агентов эрозии, которые могли бы образовать подобные грандиозные эрозионные формы.

Граница между шельфом и краевым плато Блейк также должна рассматриваться как тектоническая, по крайней мере в той степени, которая требуется для объяснения разной глубины залегания верхнемеловых отложений. Для освещения истории этой области существенно отметить, что фации верхнемеловых пород (точнее, сеномана) на прибрежной равнине Флориды и на плато Блейк, где эти отложения сейчас залегают на глубине почти 4000 *м* под уровнем моря, одинаковы. И там и здесь они являются шельфовыми. Из состава пород видно, что в течение верхнего мела плато Блейк было мелководным шельфом, на котором образовывались барьерные коралловые рифы (Funnell, 1964; Emery, 1965; J. Ewing, Ewing, Leyden, 1966). Но в эоцене существовали иные условия: эоценовые отложения Флориды представлены мелководными детритусовыми известняками, тогда как на плато Блейк в эоцене отлагались тонкие известковые илы. Такое различие фаций должно было означать различие глубин, которое могло измеряться несколькими сотнями метров. Начиная с эоцена наблюдается большая разница и в мощности отложений, накапливавшихся на шельфе и на плато: на шельфе они мощнее, чем на плато.

Следовательно, до конца мела плато Блейк составляло часть шельфа и находилось на малой глубине. Отделение плато от шельфа и его опускание по сбросу произошло в конце верхнего мела или в начале эоцена, когда плато было опущено на несколько сотен метров. Одновременно с этим изменились условия осадконакопления: последнее уже больше не компенсировало на плато прогибание земной коры, тогда как на шельфе, оставшемся мелководным, компенсация сохранялась [1]. В позднейшее время происходило совместное медленное опускание как шельфа, так и плато с постепенным увеличением наклона на юго-восток — в сторону океана.

---

[1] Было подсчитано что скорость накопления осадков в течение верхнего эоцена на шельфе равнялась 1,6 *см* в 1000 лет, а на плато Блейк всего 0,3 *см* в 1000 лет.

Однако есть основания предполагать значительно более молодой возраст обрыва, ограничивающего плато Блейк с востока, по сравнению с возрастом континентального склона. Поскольку на этом обрыве обнажаются срезанные склоном миоценовые отложения, обрыв должен быть постмиоценовым. Столь молодым возрастом датируется образование рядом с плато глубоководной впадины в дне океана. Нам не кажется, однако, что существующие данные решают этот вопрос вполне определенно.

Хотя Аппалачская складчатая зона протягивается почти параллельно краю океана, ясен все же наложенный по отношению к ней характер континентального склона. Метаморфический фундамент, залегающий под прибрежной низменностью, соответствует центральной части Аппалачской геосинклинали как для каледонского, так и герцинского циклов. Этот фундамент обнажается в обрыве континентального склона и возможно продолжается на какое-то расстояние еще дальше к востоку. Больше того, основываясь на обычной симметрии в строении геосинклиналей, можно высказать предположение, что где-то восточнее современной прибрежной низменности в палеозое должно было находиться противоположное, юго-восточное, крыло геосинклинали. В настоящее время на месте осевой части и юго-восточного крыла бывшей геосинклинали расположены глубокие океанические котловины.

Мексиканский залив

Условия, характерные для атлантического побережья Северной Америки, в значительной степени сохраняются и на северной окраине Мексиканского залива. В средней его части находится котловина глубиной до 4000 *м*, в связи с чем мы должны рассматривать этот залив как часть Атлантического океана.

Известно, что, скрываясь в значительной степени под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, палеозойская складчатая зона Аппалачей продолжается в складчатых поднятиях Уачита и Марафон, огибая с севера область Мексиканского залива. Между этими складчатами сооружениями и берегом залива лежит прибрежная равнина шириной около 400 *км*, но вдоль р. Миссисипи она протягивается внутрь материка на 900 *км*. Эта равнина сложена разнообразными осадочными породами от верхнеюрских до современных. Все эти отложения в общем полого наклонены к заливу и в том же направлении растет их мощность, которая близ современного берега достигает 10 000 *м*. На фоне общего падения наблюдаются ступенчатые сбросы и флексуры, связанные с опусканием крыльев, обращенных к заливу. Кроме того, на равнине, а также на шельфе обнаружено огромное число соляных диапировых куполов. Предполагаемый возраст соли — верхнеюрский.

Вся толща осадков продолжается на шельфе вплоть до континентального склона, где ее мощность, по данным геофизики, вырастает уже до 15 000 *м*. Большая крутизна континентального склона позволяет видеть в нем результат опускания глубоководной котловины Мексиканского залива по сбросам.

Прибрежная равнина Мексиканского залива продолжается на западном берегу последнего в Мексике в районе Тампико. Здесь близко к берегу подходит Мексиканская геосинклиналь, в которой были интенсивно смяты в складки все отложения вплоть до меловых включительно. Однако складки по направлению к заливу затухают, и к берегу спускается равнина, сложенная меловыми и третичными отложениями, образующими лишь ряд пологих валов и куполов.

С юга Мексиканский залив ограничен п-овом Юкатан, который также представляет собой равнину, сложенную преимущественно спокойно лежащими известняками от эоцена до современных.

Из предыдущего видно, что область Мексиканского залива представляла собой в мезозое и кайнозое постепенно развивавшийся прогиб. Породы, развитые на севере, указывают на верхнюю юру как на время начала опускания. Возможно, что на западе и юге прогибание началось несколько позже. Медленное опускание привело к формированию мощных толщ осадков, слагающих в настоящее время шельф. На какой-то стадии, но невозможно сейчас сказать когда именно, произошло опускание по сбросам центральной котловины залива.

Окраина Южной Америки

У Южной Америки переходная от материка к океану зона изучена к югу от Буэнос-Айреса между устьями рек Ла-Плата и Колорадо (M. Ewing, Ludwig, Ewing, 1963; M. Ewing, Ewing, 1965; M. Ewing, 1965). В этой части материка перпендикулярно к берегу Атлантического океана подходят Южные и Северные горы Буэнос-Айреса, сложенные породами докембрия, силура и перми. В Южных горах докембрий представлен метаморфическими сланцами, гнейсами и гранитами, силур-кварцитами и филлитами мощностью 1200 *м*, девон-конгломератами, кварцитовыми и глинистыми песчаниками такой же мощности, пермь-тиллитами, кварцитами и аргиллитами; в верхней части пермские отложения содержат глоссоптериевую флору. Эти отложения были смяты в складки в конце палеозоя, и, таким образом, Южные горы следует отнести, как и Аппалачи, к герцинским складчатым зонам (Харрингтон, 1959). Но Аппалачи простираются параллельно берегу океана, а этот хребет подходит к океану перпендикулярно. В Северных горах разрез гораздо более ограничен: он состоит из средне- и верхнекаменноугольных отложений, лежащих прямо на докембрии. Породы не испытали складчатости и разбиты сбросами на ряд наклонных глыб. Это периферическая часть складчатой зоны.

Холмы Южных и Северных гор Буэнос-Айреса поднимаются среди равнины, покрытой мощным слоем четвертичных отложений. Буровые скважины вскрывают мезо-кайнозойский разрез этой равнины. Выясняется, что после верхнепалеозойской складчатости, поднятия и вулканических извержений в триасе эта область, начиная с верхнего мела до самого последнего геологического времени, в целом прогибалась, и в прогибе накапливались чередующиеся континентальные и морские отложения. Последние преобладают в прибрежной полосе. Это показывает, что они связаны с морскими трансгрессиями, распространявшимися со стороны Атлантического океана. Таковы несколько трансгрессий в верхнем мелу, трансгрессия среднего и верхнего олигоцена, следовавшая за континентальным периодом эоцена и нижнего олигоцена. Морские отложения верхнего миоцена развиты лишь в узкой прибрежной зоне, а в плиоцене снова наблюдается перемежаемость континентальных и морских отложений. Общая мощность мезо-кайнозойских отложений на приморской равнине не превышает 1000 *м*.

Палеогеографические данные отчетливо указывают на поворотный момент в геологической истории этой области: до нижнего мезозоя включительно вертикальные движения земной коры подчинялись герцинскому плану, с которым резко несогласна современная граница материка и океана. С верхнего мела тектонические движения подчиняются уже новому плану, согласному с современными очертаниями материка и океана. Этот новый план проявляется в направлении морских трансгрессий, распространявшихся на материк из области, ныне занятой Атлантическим океаном.

Сейсмическое профилирование на суше показало, что кровля докембрийского фундамента образует два глубоких прогиба, направленных пер-

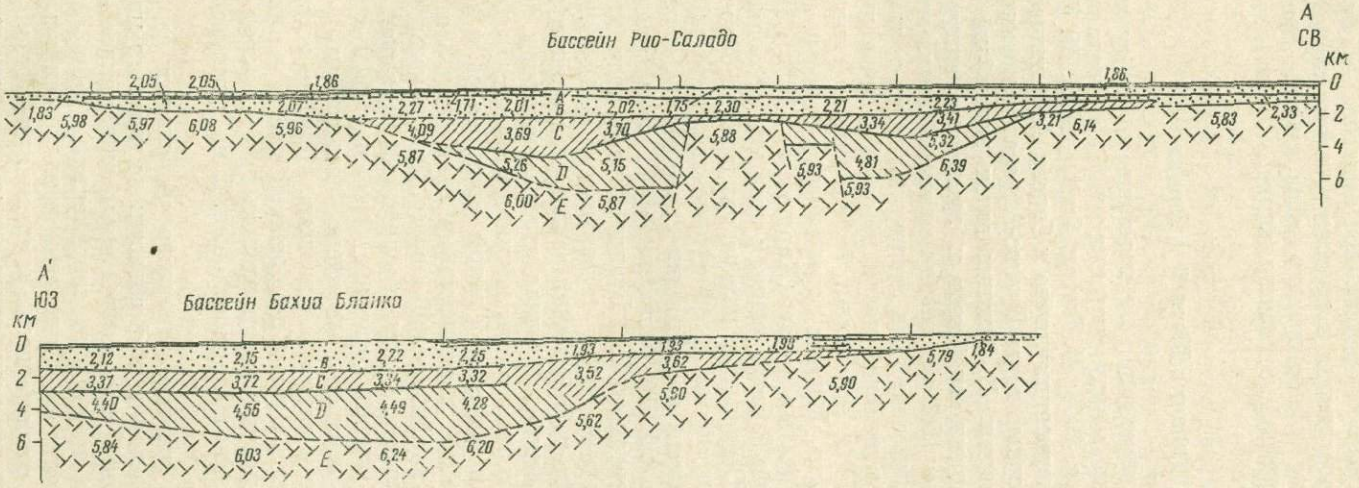


Рис. 25. Геофизический профиль вдоль побережья Аргентины между бассейнами Рио-Саладо и Бахиа Бланка. По М. Юингу, Людвигу и Юингу, 1963

A — современные плиоцен и миоцен; *B* — нижний миоцен — мел; *C* — верхний палеозой; *D* — нижний палеозой; *E* — кристаллический фундамент. Цифры — скорости продольных сейсмических волн в *км/сек*

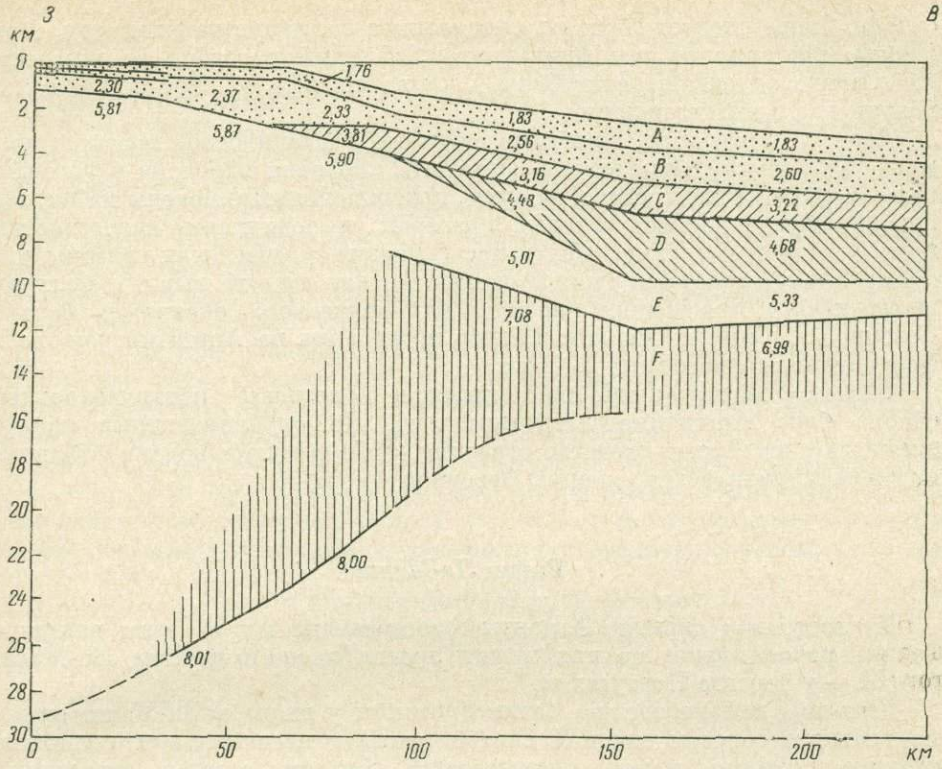


Рис. 26. Поперечный геофизический профиль через шельф западнее Рио де ла Плата (Аргентина). По М. Юингу, Людвигу и Юингу, 1963

Обозначения *A* — *D* — те же, что на рис. 25; *F* — базальтовый слой

пендикулярно к берегу и углубляющихся к нему. Один располагается несколько южнее нижнего течения р. Рио-Саладо и эстуария Ла-Плата, а второй — несколько севернее р. Рио-Колорадо (депрессия Бахиа Бланка). В первом кровля фундамента близ берега погружена на 6 *км*, во втором — на 4 *км*. Между этими двумя депрессиями располагается широкий свод, на котором находятся выходы древних пород Северных и Южных гор Буэнос-Айреса.

Сейсмические исследования на прилегающем шельфе показали, что эти две депрессии кровли фундамента продолжаются, с тем же поперечным к линии берега простиранием, на шельфе и на континентальном склоне и теряются лишь в области континентального подножия.

Как и на восточном побережье США, по скоростям сейсмических волн были выделены: рыхлые отложения со скоростями 1,30—2,00 *км/сек* (современные, плиоцен и верхний миоцен), полуконсолидированные со скоростями 1,93—2,40 *км/сек* (нижний миоцен и верхний мел) и две свиты консолидированных осадков со скоростями 2,74—4,09 и 4,01—5,38 *км/сек* (мел — верхний палеозой и нижний палеозой). Докембрийский фундамент характеризуется скоростями 5,11—6,20 *км/сек*. Мощность осадочных отложений в прогибах на шельфе достигает 6 *км*, мощность верхнемеловых и последующих отложений 2 *км* (рис. 25). Было установлено, что доверхнемеловые отложения приурочены лишь к депрессиям кровли фундамента, тогда как верхнемеловые и более молодые слои распространены по всему шельфу и перекрывают сплошным покровом выступ кристаллического основания.

Поперечные профили через шельф (рис. 26) ясно показывают почти горизонтальное залегание слоев на нем и флексуру на континентальном

склоне. Снова следует обратить специальное внимание на флексуру, образуемую кристаллическим фундаментом, который к северу от депрессии Рио-Саладо опускается с глубины 1 *км* на шельфе до глубины 10 *км* на континентальном подножии.

Данных для восстановления истории этой океанической окраины пока мало. Но в ее строении можно подметить признаки перелома в развитии перед верхним мелом. Как и на суше, доверхнемеловые породы на шельфе подчинялись в распространении прогибам и поднятиям палеозойского плана, когда как верхний мел и последующие осадки были связаны уже с современной границей суши и океана. Можно сделать вывод о синхронности начала прогибания окраины Атлантического океана у берегов Северной и Южной Америки. Размер прогибания на Аргентинском шельфе с начала верхнего мела 1—2 *км*.

Сделать сейчас какие-либо выводы о возрасте континентального склона близ Аргентины затруднительно. Но опубликованные данные указывают на полное сходство строения этого склона с континентальным склоном атлантической окраины Северной Америки.

Район Ла-Манша

На восточной окраине Атлантического океана мы обратим внимание на два района: один из них лежит против входа в пролив Ла-Манш, второй — у берегов Португалии.

Юго-западное побережье Великобритании у входа в Ла-Манш сложено главным образом мощной свитой пестрых песчаников и глинистых сланцев нижнего девона с прослоями конгломератов и известняков (Dewey, 1948; Welch, Crookell et al., 1948; The British Caledonides, 1963). Эти породы смяты в складки широтного простирания. В целом вся свита погружается к северу, где в северном Корнуолле и южном Девоне нижнедевонские отложения сменяются средне- и верхнедевонскими и далее каменноугольными.

На юге, у самых берегов Ла-Манша, на мысах, которые наиболее далеко продвинуты к югу (мысы Лизард и Старт), из-под нижнего девона обнажаются метаморфические сланцы и гнейсы нижнего палеозоя, а возможно, и более древние, прорванные основными и ультраосновными изверженными породами и гранитами. Кроме того, ряд крупных гранитных массивов прорывает девонские отложения за пределами выхода додевонских метаморфических пород. Гранитами сложены и о-ва Силли, расположенные к юго-западу от п-ова Корнуолл.

Берега как Ла-Манша, так и Атлантического океана резко несогласно обрезают всю структуру юго-западной Англии.

Сходная картина наблюдается на французской стороне западного окончания пролива (Goguel, 1961). Весь п-ов Бретань занят Арморикан-ским массивом, сложенным метаморфизованными породами докембрия и палеозоя до нижнего карбона включительно. Эти породы интенсивно смяты в складки широтного на севере и запад-северо-западного простирания на юге, сходящиеся пучком к концу полуострова. Породы массива прорваны гранитами. На конце полуострова складчатая структура массива резко несогласно с трех сторон обрезана берегами Ла-Манша и Атлантического океана.

Более молодые, мезозойские и кайнозойские отложения образуют две обширных пологих синеклизы, резко несогласно наложенных на палеозойские структуры Корнуолла и Бретани. Одна из них, известная под названием Лондонско-Парижского бассейна, открывается в сторону Северного моря (Chatwin, 1948; Edmunds, 1948), другая Аквитанский бассейн,— в сторону Бискайского залива. В этих областях намечается существование

мелководных морских бассейнов начала мезозоя, тогда как в районе соединения Ла-Манша с Атлантическим океаном на суше нет никаких признаков морских трансгрессий для послепалеозойского времени.

Геофизические исследования на шельфе и континентальном склоне к юго-западу от входа в Ла-Манш, сопровождавшиеся подъемом образцов пород с разных глубин, привели к следующим результатам (Hill, 1952; Bunce, Crampin et al., 1964; Cuilcher, 1963; Curry, Murrey, Whittard, 1965; Smith, Stride, Whittard, 1965; Hill, Vine, 1965). В строении шельфа выделяются свиты с разной скоростью распространения сейсмических волн. Горизонтально залегают слои, характеризующиеся скоростями 1,50, 1,66—1,78 и 2,66—2,84 *км/сек*. Ниже лежат породы со скоростями 4,36—4,97 и 5,34—5,54 *км/сек*, обнаруживающие сложное внутреннее строение. Последние две свиты следует отнести к подводному продолжению палеозойского складчатого основания. Кровля последнего образует структурный уступ на континентальном склоне на глубине 3000 *м*.

Свиты с малыми сейсмическими скоростями, очевидно, сложены рыхлыми осадками. При подъеме образцов со дна были обнаружены осадки плио-плейстоцена, миоцена, эоцена и верхнего мела. Найдены признаки несогласия между датскими отложениями и средним эоценом, а также

Рис. 27. Геофизический профиль через шельф у Ла-Манша.
По Хейзену, Тарп и Юингу, 1962

Точки — пункты, где получены сейсмические отражения

между миоценом и плио-плейстоценом. Последний местами залегает прямо на породах верхнего мела. Предполагается также, что в основании мезозойских отложений лежат породы свиты «верхнего красного песчаника» перми и триаса. Кровля мезозойских отложений в обрыве континентального склона, по-видимому, находится на глубине 1600 *м*, а терраса на глубине 550 *м* может быть основанием миоцена. В 100 *км* к западо-северо-западу от о-ва Силли на дне моря обнаружен гранитный пик, который возвышается на 65 *м* над окружающими глубинами в 100—110 *м*. Внедрение гранита произошло еще в палеозое. Но затем поверхность интрузии подверглась размыву, и еще в течение верхнемеловой эпохи гранитный пик возвышался над уровнем моря и эродировался (рис. 27).

Хотя, в отличие от Северо-Американского и Аргентинского шельфов, на рассматриваемом участке атлантического побережья Англии и Франции на суше нет пород моложе палеозойских, мы все же можем найти много общего в строении и истории развития этих трех шельфов. Как и в предыдущих случаях, шельф у пролива Ла-Манш являлся областью, в структурном отношении принадлежащей к соседним участкам суши. На шельфе продолжается метаморфическое основание суши. После сформирования структуры последнего и внедрения в него интрузивных пород оно подверглось эрозии и тогда была выработана та сглаженная поверхность, которая служит на шельфе основанием для мезозойских отложений.

Морская трансгрессия, связанная с погружением зоны, занятой ныне шельфом, началась в мезозое. Точно установить ее время затруднительно, но все же совокупность данных позволяет предположить, что это произошло в начале верхнемелового времени. С тех пор прогибание развивалось и привело к тому, что кровля метаморфического основания, бывшая когда-то на поверхности земли и размывавшаяся, теперь опущена на глубину 3000 *м*.

Остается неясным характер сочленения шельфа с сушей. Можно предположить, что под уровнем моря на некотором расстоянии от берега имеется перегиб, за которым накапливались мезо-кайнозойские отложения,

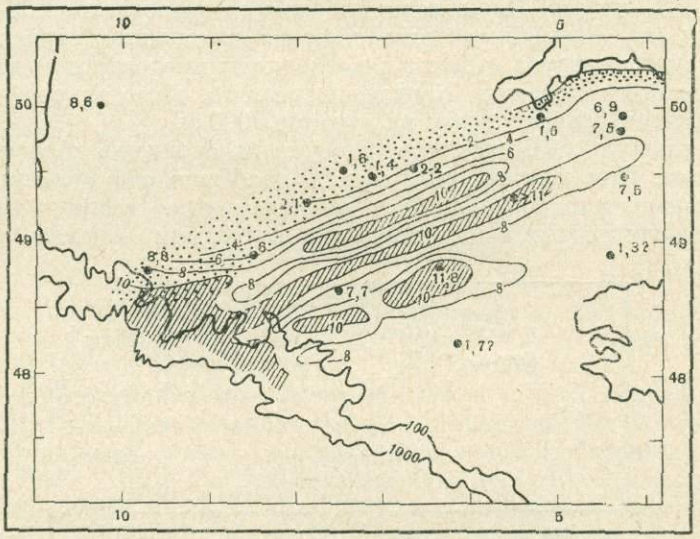


Рис. 28. Изогипсы кристаллического фундамента на шельфе у Ла-Манша по магнитным и сейсмическим данным. По Хиллу и Вайну, 1965

Цифры при точках — глубины в тысячах футов. Изобаты на континентальном склоне в фатомах (саженях)

отсутствующие на берегу, а изрезанный характер последнего создан размывом. Но не исключена возможность существования тектонических разрывов между современной сушей и шельфом. Различие в этом случае непринципиально. Гораздо важнее то, что предполагаемые перегиб и разрывы должны иметь простирание, резко несогласное с простиранием палеозойских структур на соседней суше, и следовать новому плану, связанному с развитием наложенной впадины Атлантического океана.

Выход толщ, слагающих шельф, на континентальном склоне в форме структурных ступеней заставляет думать о тектоническом происхождении склона. Следует отметить, что континентальный склон в этой области срезает простирание магнитных аномалий, наблюдаемых на шельфе и имеющих широтное простирание. Эти аномалии связаны со структурой палеозойского основания (рис. 28).

Иберийское краевое плато

При рассмотрении рельефа окраин Атлантического океана мы выделили Иберийское краевое плато у северо-западного угла Иберийского п-ова (рис. 29). Это плато опущено в среднем на 2000 *м* и имеет сложный рельеф. На трех плоских горах — Галисия, Опорто и Виго — при океанографических исследованиях были обнаружены осадочные породы, представленные известняками средиземноморских фаций. Возраст известня-

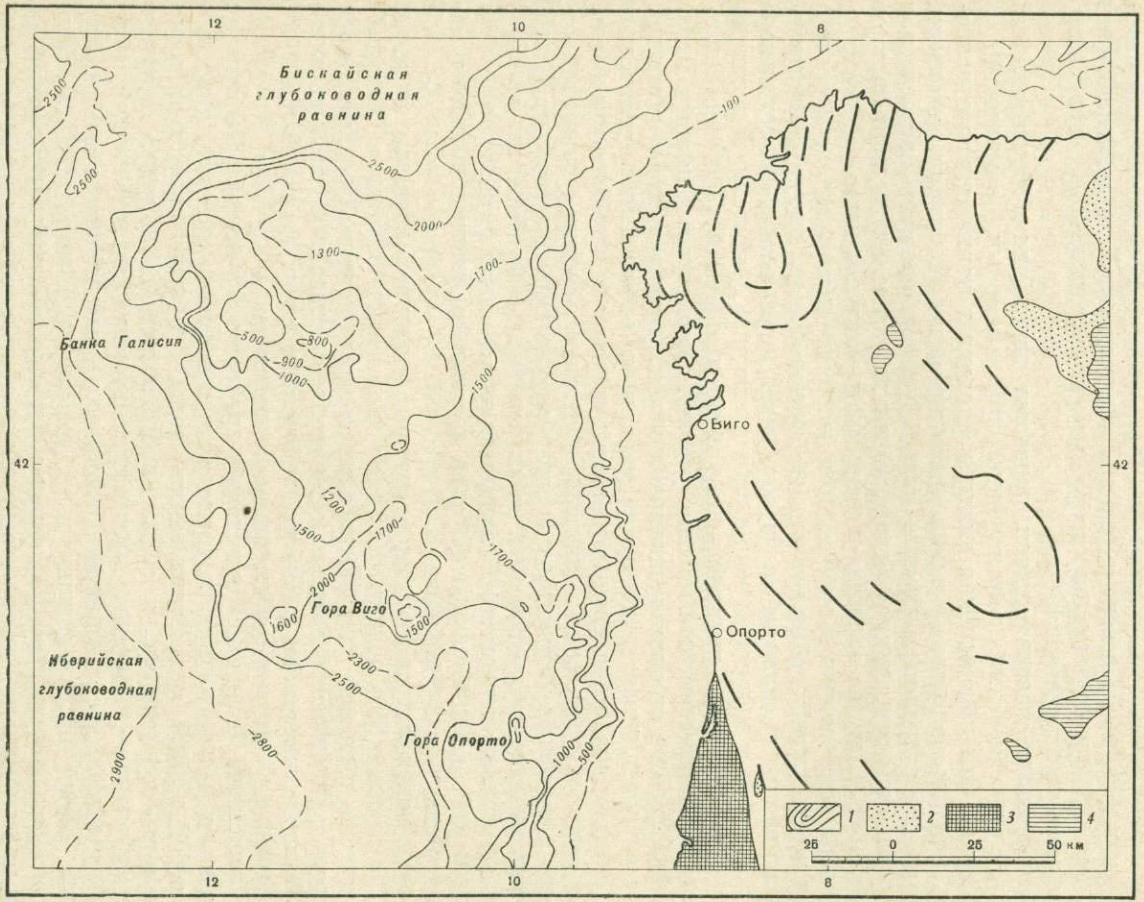


Рис. 29. Батиметрическая схема Иберийского краевого плато и геологическая схема прилегающей части материка. По Блейку, Хиллу и др., 1964

Глубины в *м*; *1* — нижнепалеозойские кристаллические породы; *2* — верхний палеозой; *3* — юрские и меловые отложения с участками миоценового и более молодого покрова; *4* — неогеновые и четвертичные отложения

ков — верхнеюрский, верхнемеловой и палеогеновый. Сейсмическим зондированием на горе Галисия было установлено, что под 750 *м* воды находятся осадки с сейсмической скоростью около 2 *км/сек*, мощностью около 400 *м*. Ниже лежит толща мощностью в 4150 *м* с сейсмической скоростью от 4,8 до 5,4 *км/сек*. Под ней на глубине 5,3 *км* под уровнем моря залегает слой со скоростями 6,6—7,1 *км/сек*. Природа нижнего слоя неясна: это может быть «океанический слой» коры (см. ниже) или сильно метаморфизованное основание. Вышележащая толща, вероятно, сложена плотными известняками мезозоя, а верхний слой представлен более молодыми, рыхлыми известковыми илами (Black, Hill at al., 1964).

Прилегающая суша характеризуется наличием двух крупных структурных элементов: поднятого Гесперийского массива и депрессии, сложенной мезо-кайнозойскими осадочными отложениями. Гесперийский массив занимает бóльшую часть площади Португалии. На севере и на юге страны он распространяется на запад до берега океана. В средней части страны, между Авейро на севере и р. Рио-Саладо на юге, его западный край отступает от берега, оставляя место для мезо-кайнозойской депрессии, ширина которой достигает 100 *км*.

Гесперийский массив сложен породами докембрия и палеозоя. Они представлены гнейсами, метаморфическими сланцами, песчаниками и кварцитами. Эти породы были смяты в складки в конце нижнего палеозоя и верхнем палеозое, а также интрудированы большими массивами гранитов. Простирание складок в палеозое северо-западное, несогласное с направлением современной береговой линии, имеющей меридиональное направление. С конца палеозоя массив испытывал поднятие.

Накопление осадков в мезо-кайнозойской депрессии началось с отложения красноватых грубых песчаников с флорой рэта. Эти континентальные отношения сменяются вверх морскими мергелями и известняками лейаса, доггера и мальма. В конце юры произошла регрессия, и частично осадки этого возраста представлены континентальными фациями. Вдоль современного берега океана морские условия сохранялись в нижнем мелу, тогда как дальше от океана накапливались континентальные отложения. С апта началась новая трансгрессия, максимум которой был в туроне, когда на всей площади депрессии отлагались морские известняки и мергели. Перед сеноном произошло поднятие, и морские фации сенона известны только на севере депрессии, где они образуют небольшой залив. К этому времени относятся излияния базальтов близ Лиссабона, продолжавшиеся до начала палеогена. В течение верхнего мела море отступило к западу и югу, и олигоценовые морские пески и известняки занимают малую площадь вблизи Лиссабона.

Новая морская трансгрессия произошла в нижнем миоцене. В конце миоцена имело место поднятие, причем значительно поднялся Гесперийский массив, и на нем начал вырабатываться современный рельеф. Далее следовали трансгрессия в нижнем плиоцене, регрессия в верхнем плиоцене, новая трансгрессия в начале плейстоцена, после чего начался окончательный отход моря к современным его границам.

Изложенная геологическая история прибрежной равнины Португалии показывает, что последняя, начиная с нижнеюрского времени, представляла собой область прогибания земной коры. Это прогибание, хотя и перемежалось поднятиями, в общем прогрессировало до конца верхнего мела. Опускания стали менее продолжительными и значительными начиная с палеогена, после излияния базальтов. Общая мощность мезо-кайнозойских отложений, накопившихся на равнине, превышает 3000 *м*. Если линию, которая разделяет Гесперийский массив и прибрежную равнину, имеет простирание на северо-северо-запад и представляет в структурном отношении либо крутую флексуру, либо разрыв, продолжить к северу, то она пройдет между берегом и Иберийским подводным краевым плато.

Вероятно, мы имеем здесь такие же условия, какие были описаны для краевого плато Блейк. Первоначально Иберийское плато составляло одно целое с прибрежной равниной. В течение юрского и мелового периодов вся эта область опускалась и ее опускание компенсировалось накоплением мелководных осадков (главным образом известняков). При этом более западные участки территории прогибались интенсивнее, в связи с чем в течение юры и мела (если к этим системам правильно отнесены породы с сейсмическими скоростями от 4,8 до 5,4 *км/сек*) на Иберийском краевом плато накопилось свыше 4 *км* осадков по сравнению с 3 *км* на прибрежной равнине.

Следует подчеркнуть, что линия, разделявшая в это время Гесперийский массив и опускавшийся шельф (ее мы и сейчас видим на суше), имела простирание, не соответствующее современному направлению берега и континентального склона: хотя и под острым углом, эти два направления пересекаются. Следовательно, должен был наступить момент, когда по новому, меридиональному направлению образовался тектонический уступ в виде флексуры или разрыва, отделивший Иберийское краевое плато от современного шельфа, после чего плато опустилось на несколько сотен метров. Дополнительные разрывы расчленили плато на поднятые и опущенные блоки.

Когда произошли эти события? На этот счет нет достаточно точных данных. Рыхлые известковые илы малой мощности на вершинах подводного плато имеют преимущественно палеогеновый возраст. Полагая, что они накапливались уже в условиях значительных глубин, можно высказать предположение об опускании Иберийского плато одновременно с плато Блейк, т. е. в конце верхнемелового времени. Может быть, какое-то отношение к этим тектоническим событиям, связанным с раскалыванием земной коры, имели излияния базальтов в районе Лиссабона.

Гренландия и Шотландия

Специфическое строение имеют северные окраины Атлантического океана — в Гренландии и Шотландии.

Центральная часть восточного побережья Гренландии представляет собой складчатую зону каледонского возраста (Ирдли, 1954; Геология Арктики, 1964). Кембрийские и ордовикские породы были в силуре смяты в складки, частично метаморфизованы и пронизаны гранитными интрузиями. Простирание складчатой зоны меридиональное, почти параллельное современному берегу океана. В девоне в образовавшихся межгорных депрессиях накапливались континентальные молассы мощностью 7—8 *км*. Грубые континентальные отложения накапливались в остаточных депрессиях в верхнем карбоне и нижней перми. Мощность этих отложений достигает 5000 *м*. В верхней перми в прибрежной зоне Гренландии условия мелкого моря перемежались с лагунными условиями. В начале нижнего триаса здесь еще сохранялись морские условия и отложились битуминозные сланцы, известняки с аммонитами и песчаники мощностью 500 *м*, но во второй половине нижнего триаса и позднее, до конца периода, условия были преимущественно континентальные (аркозы и красноцветные породы мощностью до 1800 *м*). Палеогеографически устанавливается, что моря верхней перми и нижнего триаса имели связь с Арктическим бассейном. Верхнепермское море Гренландии было связано с цехштейновым морем Европы, но нижнетриасовое море замыкалось с юга уже у залива Скорсби и открывалось лишь к северу.

Все перечисленные породы в своем распространении подчинялись тому плану прогибов и поднятий, который возник в связи с развитием каледонской геосинклинали Восточной Гренландии. Хотя полосы этих пород вытянуты в общем параллельно берегу, в их распространении нет признаков

существования Атлантического океана в современных его очертаниях. Изгибы берега срезают их так же, как ими срезаются и полосы нижнепалеозойских пород.

Обстановка несколько изменилась с начала юрского периода. Отложения этой системы образуют выдержанную полосу вдоль самого берега океана. Они залегают несогласно на каледонских и докаледонских породах, поверхность которых пенепленизирована и пенеплен полого опускается в сторону океана. Условия эти очень похожи на те, которые наблюдаются на прибрежной равнине США. Только на юге, у залива Скорбси, юрские отложения отгорожены от океана выступом кристаллического основания. Юра представлена алевролитами, сланцами, песчаниками и аркозами, принадлежащими всем трем отделам системы. Мощность юры около 500 *м*. Осадконакопление продолжалось в берриасе и, может быть, в валанжине, после чего произошло раздробление этого участка и разделение его на горсты и грабены. Затем последовала эрозия, и после перерыва на размытой поверхности накапливались отложения альба, сеномана, турона и сенона вплоть до кампана. Они представлены темными сланцами и песчаниками общей мощностью около 1000 *м*.

В конце верхнего мела центральная часть восточного побережья Гренландии сделалась ареной излияний плато-базальтов. Излияния с короткими перерывами, которые отмечены пачками континентальных песков с растительными остатками, продолжались до конца эоцена, а может быть, и до олигоцена, т. е. в течение 50 млн. лет. За это время накопилось около 6500 *м* лав. Во время излияния, по-видимому, в верхнем эоцене произошло поднятие Берегового хребта Восточной Гренландии и опускание территории, занятой ныне Атлантическим океаном. На стыке этих двух областей образовалась флексура, на которой слои наклонены к океану под углом до 10°. Флексура сопровождается серией основных даек, явно связанных с растяжением на выпуклом изгибе. Флексура и дайки протягиваются вдоль берега в меридиональном направлении на протяжении около 1200 *км* (Wager, Deer, 1938; Wager, 1947; Gibson, 1966).

По другую сторону Северной Атлантики — в Шотландии и северо-восточной Ирландии — условия были весьма сходны (Richey, 1948). Как известно, и здесь находилась каледонская складчатая зона, однако простирание ее на значительном протяжении не было параллельно современным контурам океана — она срезается ими. Но даже там (на севере), где берег и континентальный склон в общем параллельны простиранию каледонской складчатой зоны, все же очевиден наложенный характер края океана по отношению к этой последней. На крайнем севере Шотландии нижнепалеозойские отложения выклиниваются, и на поверхность выходят докембрийские кристаллические породы. Это — либо одна из многих интрагеоантиклиналей, расчленяющих геосинклиналь, либо, как думают некоторые, край платформы Эриа, ограничивавший каледонскую геосинклиналь с северо-запада. Во всяком случае система нижнепалеозойских прогибов и поднятий не ограничивается сушей, она продолжалась отсюда к северо-западу. Как и в Гренландии, в конце каледонского цикла в межгорных прогибах (Срединная Долина, Южная Шотландия, Корнуолл) накапливались девонские молассы, а позже в тех же прогибах, еще долго продолжавших медленно опускаться, отлагались морские и континентальные осадки карбона, перми и триаса. До конца последнего все породы в своем распространении наследовали каледонский план.

Перелом, происшедший в начале юры, здесь более заметен, чем в Гренландии, поскольку граница океана резко несогласно наложена на каледонскую структуру.

Отложения рэта и всей юры встречаются только в зоне, прилегающей к океану,— на северо-западных берегах Шотландии и на Внутренних Гебридах. Толща сланцев и песчаников имеет мощность около 1000 *м*. Выше

залегают верхнемеловые отложения (от сеномана до сенона включительно), которые начинаются песчаниками и переходят вверх в мел. Мощность верхнего мела превышает 2000 *м*.

После отложения сенона здесь, как и в Гренландии, началась эпоха излияния плато-базальтов, что сопровождалось формированием серий даек и многочисленных малых интрузий. Дайки имеют преимущественное меридиональное простирание. Среди пород даек малых интрузий преобладают основные, но встречаются ультраосновные и кислые. Широко развиты кольцевые системы даек, с которыми связано образование кальдер обрушения.

И в Гренландии, и в Шотландии базальтовые излияния и сопровождающие их интрузии явно связаны с океаном, так как с удалением от края последнего эти явления быстро затухают.

Мы видим, что первые признаки существования морской депрессии тех очертаний, которые свойственны сейчас Атлантическому океану, в Гренландии и Шотландии появляются в начале юрского периода. Они становятся значительно более очевидными в верхнем мелу, а в конце последнего на месте современной Северной Атлантики начинается длительное излияние плато-базальтов, которое завершается формированием береговой флексуры в Гренландии и растрескиванием береговых полос в Гренландии и Шотландии с образованием серий даек, параллельных берегу.

Напомним, что в более южных районах, рассмотренных раньше, опускание в рамках современного Атлантического океана начиналось либо в юре, либо с начала мела и завершалось более резким опусканием и формированием континентального склона и глубоководных краевых плато в начале эоцена. События в Гренландии и Шотландии развивались, если не вполне синхронно, то близко по времени к событиям в этих более южных районах.

Каледонская складчатая зона Шотландии к северо-востоку продолжается в Норвегии, где эта зона параллельна краю материка. Но снова, как в Аппалачах и Шотландии, наложенный характер этого края очевиден. Многие складки и целые тектонические пояса Норвежских каледонид срезаются краем моря. Для ордовика и силура по распределению фаций устанавливается принос обломочного материала с северо-запада и, следовательно, для этого времени необходимо предполагать существование суши там, где сейчас находится Норвежское море. Первые признаки опускания зоны, примыкающей к современному Атлантическому океану, мы находим в юрских угленосных и готерив-барремских морских отложениях на о-ве Аннёйя в северной части Норвегии.

Африка

Результаты исследований, проводившихся у берегов Африки, пока не опубликованы. Однако можно сделать несколько общих замечаний относительно африканской окраины океана. Рассматривая соотношение между строением Африканского континента и его очертаниями, мы замечаем разительное несогласие одного с другим для докембрийских и палеозойских структур. Они подходят к прибрежной полосе с самыми различными простираниями и ею срезаются. Это относится к складчатым структурам и массивам кристаллических пород. При взгляде на геологическую карту эти соотношения становятся очевидными на всем протяжении от Высокого Атласа на севере до м. Игольного на юге. В двух районах — в Высоком Атласе и Капских горах на самом юге Африки — к краю океана со стороны материка подходят складчатые зоны герцинского возраста. И там и здесь эти комплексы резко обрезаются краем океана. На всем протяжении между этими двумя районами океан граничит со структурами древней эпипротерозойской платформы. Интересно

отметить, что последняя структурно поднимается от центральных районов Африки к берегу Атлантического океана: центральные районы заняты такими тектоническими депрессиями, как Капская, Калахари, Конго, тогда как у побережья обнажаются древние комплексы. Аналогичная картина наблюдается и в Южной Америке по другую сторону океана в районах развития Бразильского и Гвианского щитов: подъем кристаллического основания от внутренних районов материка к океану и резкое срезание структур основания его краем.

Положение резко меняется начиная с мелового периода. Отложения нижнего мела и все более молодых систем образуют почти сплошную узкую полосу вдоль атлантического побережья Африки. Эти отложения представлены чередующимися морскими и континентальными осадками. Они залегают с резким несогласием на допалеозойском и палеозойском фундаменте и в своем распространении теснейшим образом связаны с впадиной Атлантического океана. Они накапливались в условиях прогибания краевой зоны океана, и это прогибание достигло в конце концов многих сотен метров.

Некоторые итоги

Мы рассмотрели типичные периферии атлантического типа и можем сделать предварительные выводы.

Во всех случаях в распространении и условиях залегания домезозойских пород нет никаких признаков существования Атлантического океана в его современных очертаниях. Впадина этого океана несогласно наложена на домезозойские структуры и целые тектонические зоны. Даже тогда, когда граница между материком и океаном параллельна палеозойским складчатым зонам, она носит наложенный характер, так как отсекает ту часть складчатой зоны, которая должна была, судя по общей обстановке, находиться на месте современного океана.

В начале мезозоя произошел резкий перелом, когда вокруг океана появились признаки влияния его депрессии на распространение осадочных пород. Океан с этого времени оказывается окруженным полосой осадков, которые накапливались в очевидной связи с существованием водоема, имеющего форму и размеры, близкие к современному Атлантическому океану. Эти осадки образовывались в платформенных условиях и залегают несогласно на размытой поверхности всех домезозойских складчатых и магматических структур — герцинских, каледонских, докембрийских. Домезозойский фундамент шельфов еще полностью принадлежит структуре материков, тогда как осадочные толщи тех же шельфов, залегая вполне сходно с осадочным чехлом платформ, уже связаны с формированием океанов.

Относительно точной даты перелома сведения несколько разноречивы. В одних случаях — на Иберийском плато и в Северной Атлантике, он произошел, по-видимому, уже в нижней юре, в других — в нижнем или верхнем мелу. Можно сказать, что повсеместно «океанический» план существует с верхнего мела, однако местами он начал устанавливаться с нижнего мела и даже с нижней юры, но не раньше.

Начальная стадия развития переходной зоны состояла в медленном плавном прогибании, которое компенсировалось накоплением осадков. При этом, судя по районам плато Блейк и Иберийского, шельфы были значительно шире современных. Впрочем мы не знаем, где был край шельфов того времени, и, возможно, что области мелководья распространялись далеко внутрь областей, занятых современными океанами (см. пример Бермудского поднятия, рассматриваемый в гл. V).

Новый перелом произошел, вероятнее всего, в конце верхнего мела, когда части больших шельфов откололись и спустились на глубину

сотен метров. С этого времени на опущенных участках шельфа, превратившихся в подводные краевые плато, изменился режим осадконакопления с мелководного на глубоководный: осадки стали накапливаться значительно медленнее и уже не компенсировали прогибание земной коры. Вероятно, в то же время сформировались континентальные склоны как тектонические структуры, выраженные флексурами или разрывами. В Северной Атлантике разрывы на береговых флексурах привели к излиянию плато-базальтов. Медленное опускание шельфов и краевых плато продолжалось и в дальнейшем. Возможно, что оно сопровождалось новыми раскалываниями и оседаниями отдельных участков переходной зоны.

Следует подчеркнуть, что за время прогибания шельфов, т. е. в течение всего мезо-кайнозоя, никакого расширения Атлантического океана в целом не произошло, если не считать границей океана его берег. Прогибавшиеся периферии оставались на том же месте, где они первоначально образовались. Связанная с этим важная особенность тектонического развития состояла в том, что «влияние» прогибавшейся наложенной впадины океана на окружающие материки сказывалось лишь в очень узкой зоне прибрежных равнин и шельфа. Дальше внутри материка развитие шло совершенно независимо от событий на периферии. Например, в течение мезо-кайнозоя сформировалась своеобразная структура Африки с тектоническими депрессиями в середине материка и с поднятиями в виде кристаллических щитов к окраинам материка, о чем мы уже говорили. Эта структура продолжала развиваться в течение мезо-кайнозоя вне всякой зависимости от процессов на периферии Атлантического океана.

Однако, если краем океана считать континентальный склон, относя шельф уже к материку, то расширение океана, конечно, происходило: выше говорилось об откалывании и опускании краевых плато и о сужении в связи с этим шельфов.

В трех местах структурные взаимоотношения Атлантического океана с окружающими наземными структурами оказываются специфическими, непохожими на те, которые до сих пор были рассмотрены. Это районы Гибралтарского пролива, Антильских о-вов с Карибским морем и Южных Сандвичевых о-вов. Во всех этих районах океан граничит со складчатыми и вулканическими зонами, деформации и вулканизм которых молодые — мезозойские и кайнозойские. Здесь мы встречаемся с периферией тихоокеанского типа.

Район Гибралтара

В районе Гибралтарского пролива альпийская складчатая зона, как известно, образует полную дугу, связывающую горы Рифа на африканской стороне с Андалузскими горами на испанской стороне. Хребет Риф возник из интрагеосинклинали с мощным разрезом мезозоя. Поднятие произошло в конце среднего эоцена. Верхнеэоценовые и олигоценовые отложения, частично представленные в фациях флиша, частично молассы, расположены с внешней стороны дуги и спускаются к берегу океана. Таким образом, никакого заметного срезания молодых структур в зоне самой Гибралтарской дуги не происходит. Но южнее расположен треугольник Марокканской Мезеты, сложенный складчатыми палеозойскими породами, перекрытыми маломощными спокойно залегающими мезо- и кайнозойскими отложениями. Эта герцинская складчатая зона, являвшаяся в альпийской геосинклинали интрагеоантиклиналью (срединным массивом), срезана краем океана. Так же срезается зона Высокого Атласа, представляющая периферическую зону геосинклинали и характеризующаяся развитием главным образом юрских известняков,

смятых в сундучные и гребневидные складки. Эта зона ограничивается с юга крупным разломом, проходящим вдоль северного склона долины р. Суса. Южный склон той же долины принадлежит уже герцинской складчатой зоне Анти-Атласа. Разлом у Агадира упирается в край материка. Геология этих мест показывает, что современный контур материка и, по-видимому, континентального склона (который здесь близко подходит к берегу) образовались очень поздно: альпийские структуры были ими срезаны не раньше миоцена (Гидрогеология Марокко, 1955).

Антильские о-ва

У Антильских о-вов обстановка оказывается иной (Ирдли, 1954; Чехович, 1966; Eardley, 1962; Butterlin, 1956). Признаки нормального геосинклинального развития в альпийском тектоническом цикле имеются на Больших Антильских о-вах — на Кубе, Ямайке, Эспаньоле, Пуэрто-Рико, а также на островах, расположенных близ берега Южной Америки (о-ва Подветренные, Тринидад, Тобаго, Барбадос). В этих случаях, начиная с юры или мела, наблюдаются мощные толщи геосинклинальных пород, смятых в складки главным образом в эоцене и пронизанных интрузиями разного состава.

В средней части дуги Малых Антильских о-вов между о-вами Барбадос и Пуэрто-Рико выделяются две группы островов — известняковые Малые Антильские, образующие внешнюю дугу, и вулканические Малые Антильские, слагающие внутреннюю дугу.

Древнейшими породами на первых являются вулканические туфы и брекчии среднего эоцена, покрываемые вулканическими же породами, а также известняками верхнего эоцена и олигоцена. Эти породы пронизаны гипабиссальными андезитовыми интрузиями и незначительно дислоцированы. Несогласно на них залегают маломощные известняки миоцена, плиоцена и плейстоцена, испытавшие лишь глыбовые перемещения.

На вулканических Малых Антильских о-вах разрез начинается туфами, андезитами и базальтами верхнего эоцена и остается преимущественно вулканогенным вплоть до самых новейших пород. Современные острова этой группы представляют собой плиоцен-плейстоценовые и действующие вулканы. Дислокации почти полностью отсутствуют.

Эта часть Антильской дуги едва ли может считаться геосинклиналью. Это — вулканическая островная дуга типа, распространенного на окраинах Тихого океана. С внешней стороны она частично сопровождается, как и другие вулканические островные дуги, глубоководным желобом, начинающимся на севере против о-ва Пуэрто-Рико и заканчивающимся против о-ва Антигуа. О возможной природе подобных дуг целесообразнее будет говорить при рассмотрении вопросов, связанных с Тихим океаном. Сейчас можно лишь отметить, что общая геологическая обстановка в этом районе приводит к предположению, что альпийские геосинклинали Венесуэльских Анд на юге и Больших Антильских о-вов на севере обрываются у о-вов Барбадоса и Пуэрто-Рико, срезаясь тектоническими структурами, к числу которых принадлежит вулканическая островная дуга (рис. 30).

Карибское море

Внутри дуги Антильских о-вов находится впадина Карибского моря. Наиболее важной особенностью его южного ограничения является то, что берег моря и континентальный склон отчетливо срезают альпийскую складчатую зону Колумбийских и Венесуэльских Анд (Олссон, 1959; Лопес, 1959; Dengo, 1953; Shagam, 1960). На территории Колумбии два крупных антиклинория с палеозойскими породами в ядре и мезозойскими и палеогеновыми на крыльях разделены и окаймлены прогибами, за-

полненными неогеновыми отложениями, и простираются в меридиональном направлении, упираясь в берег моря и им срезаясь. В Венесуэле, восточнее впадины Маракаибо, краевой антиклинорий Анд поворачивает к востоку и продолжается в широтном направлении почти параллельно берегу Карибского моря вплоть до о-ва Тринидад. Но на суше видны лишь южное крыло, сложенное меловыми и палеогеновыми отложениями, и часть свода, образованная метаморфическими породами, предположительно мезозойского возраста. Осевая зона антиклинория и все северное крыло срезаны морем. Наиболее древними отложениями, которые можно связывать с существованием морского бассейна в контурах современного Карибского моря, являются осадки миоцена.

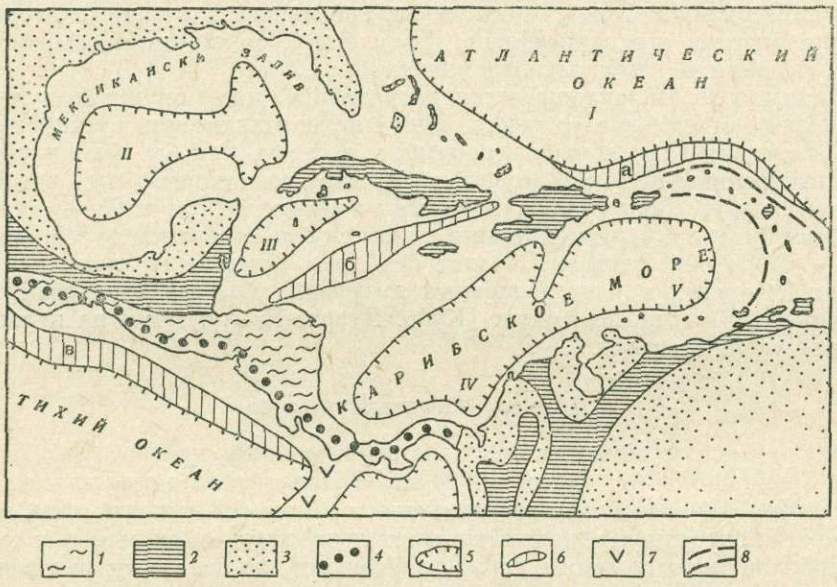


Рис. 30. Схема строения Центральной Америки. Составил В. В. Белоусов

1 — палеозойские метаморфические породы (герцинская складчатая зона); *2* — складчатые мезо-кайнозойские породы (альпийская складчатая зона); *3* — кайнозойские отложения, слабо дислоцированные (передовые и межгорные прогибы альпийской складчатой зоны и прибрежные равнины); *4* — вулканическая гряда; *5* — котловины океанов и морей (*I* — Северо-Американская; *II* — Мексиканская; *III* — Юкатанская; *IV* — Колумбийская; *V* — Венесуэльская); *6* — глубоководные желоба (*а* — Пуэрто-Рико; *б* — Кайман; *в* — Центрально-Американский); *7* — Кокосовый подводный горстовый хребет; *8* — островная дуга второго типа

Аналогичное срезание молодых складчатых структур наблюдается на западе Карибского моря на побережьях Никарагуа, Гондураса и Британского Гондураса. В Никарагуа и Гондурасе сьерры северной части Центральной Америки сложены метаморфическими толщами, вероятно, палеозойскими, перекрытыми меловыми породами. Все породы подверглись складчатости в конце верхнего мела. Против того места, где эта зона срезается берегом, на дне моря имеется широкое поднятие, связывающее Никарагуа с Ямайкой. Мексиканская геосинклиналь, заполненная юрскими и нижнемеловыми известняками и верхнемеловыми глинистыми сланцами, смятыми в складки в начале палеогена, протягивалась из Южной Мексики к юго-восточному основанию п-ова Юкатан и здесь поворачивала к северу. Вполне вероятно, что она продолжалась под восточным краем Юкатана и соединялась с Кубой. Значительная часть ее, несомненно, срезана Юкатанской котловиной, глубина которой достигает почти 5000 *м*. Между двумя этими складчатыми зонами к заливу между Юкатаном и выступом Гондураса и Никарагуа подходит полоса пермских из-

вестняков, сланцев и песчаников, прорванных гранитами и серпентинитом и смятых в складки, по-видимому, еще в пермское время. На ее простирании на дне моря находится подводный хребет Кайман, разделяющий Юкатанскую котловину и желоб Кайман и соединяющий Центральную Америку с южной частью Кубы.

Что касается перешейка Центральной Америки (территории Коста-Рики и Панамы), то его строение удивительно сходно со строением дуги Малых Антильских о-вов. Геологический разрез начинается здесь с неизвестного «основания» доолигоценового возраста (Eardley, 1962; Weyl, 1961). Основание сложено основными лавами, агломератами, туфами и диоритовыми интрузиями. Эти породы образуют горсты, на крыльях которых залегают осадочные и вулканические породы олигоцена и неогена. Усиление вулканической деятельности наблюдалось в конце олигоцена — начале миоцена и в плейстоцене. Дислокации, по-видимому, выражены в раскалывании и глыбовых перемещениях.

Таким образом, складывается впечатление, что при подходе к зоне Карибского моря с севера и юга молодые геосинклинали и соответствующие им складчатые зоны изгибаются к востоку, как бы обходя участок, занятый ныне Карибским морем, и эти две геосинклинальные ветви соединяются друг с другом структурными зонами особого типа — «вулканическими дугами», выраженными в одном случае островной дугой, а в другом — узким перешейком. Следует отметить большое количество в этом районе основных и ультраосновных интрузий, которые проявляются как на Больших Антильских о-вах (Куба, Пуэрто-Рико), так и на перешейке Центральной Америки.

Южные Сандвичевы о-ва

О Южных Сандвичевых о-вах мы скажем очень кратко (см. Eardley, 1962; Backbone of the Americas, 1963). Фолклендские о-ва сложены главным образом девонскими песчаниками и глинами, которые залегают на размытой поверхности докембрийских кристаллических пород и покрываются континентальными пермо-триасовыми отложениями гондванского типа. Все породы залегают преимущественно спокойно, но на севере островов девонские отложения смяты в складки широтного простирания. Эти острова расположены на шельфе, и к востоку от них находится обширное краевое плато, имеющее форму очень широкого и плоского подводного вала, ограничивающего с юга Аргентинскую котловину.

Остров Южная Георгия также сложен главным образом осадочными породами, среди которых, по-видимому, присутствуют палеозойские и мезозойские. Аналогичное строение имеют Южные Оркнейские о-ва. В то же время собственно Южные Сандвичевы о-ва представляют собой лишь молодые или современные вулканы, выбрасывающие базальтовую лаву.

Хотя изученность этой области крайне слаба, нельзя не подметить сходство с Антильскими о-вами. Как и там, Большие Южные Сандвичевы о-ва, занимающие западную часть дуги, сложены осадочными породами и, по-видимому, в той или иной мере являются структурным продолжением складчатой зоны Анд, которая здесь делает резкую петлю к востоку. В то же время Малые Южные Сандвичевы о-ва, занимающие самую выпуклость дуги, являются лишь молодыми вулканами. Они окаймлены с востока глубоководным желобом. А Южно-Сандвичева котловина занимает положение, аналогичное положению Карибского моря относительно Антильской островной дуги.

Средиземное море

Средиземное море разделено на ряд более мелких морей. Очень коротко коснемся структурных условий в зонах перехода от окружающей суши к глубоким впадинам этих морей (рис. 31).

Следует обратить внимание на места, где в переходных зонах происходит срезание окружающих эти моря альпийских складчатых зон. Кроме того, важны палеогеографические данные, указывающие на существование в прошлом участков суши в области современных морских бассейнов.

На Иберийском п-ове море срезает складки Бетских Кордильер и Кельтиберийских гор. По другую сторону западной части Средиземного

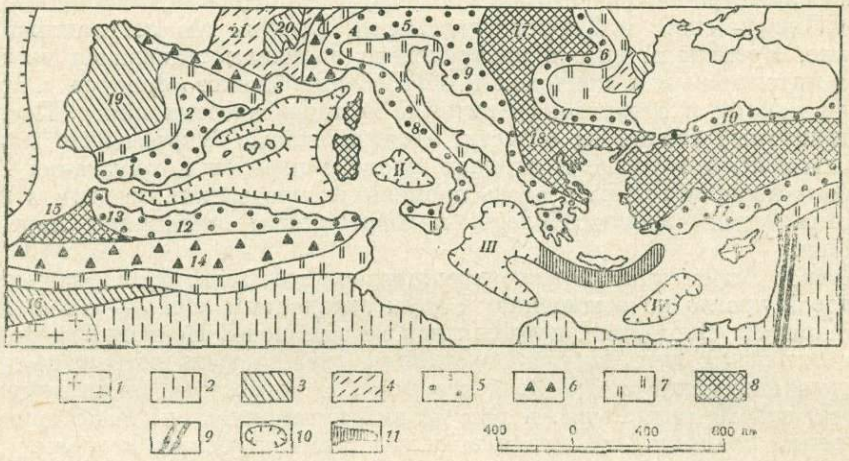


Рис. 31. Схема строения области Средиземного моря. Составил В. В. Белоусов

1 — выходы докембрийского основания (щиты); *2* — синеклизы на докембрийском складчатом основании; *3* — герцинские складчатые зоны; *4* — синеклизы на герцинском складчатом основании; *5* — альпийские геосинклинали; *6* — альпийские парагеосинклинали; *7* — альпийские передовые прогибы; *8* — срединные массивы в альпийских геосинклиналях; *9* — грабен; *10* — морские и океанические котловины (*I* — Алжиро-Прованская; *II* — Тирренская; *III* — Центрально-Средиземноморская; *IV* — Левантинская); *11* — Гелленский желоб

1 — Бетские Кордильеры; *2* — Кельтиберийская геосинклиналь; *3* — Пиренеи; *4* — Западные Альпы; *5* — Восточные Альпы; *6* — Карпаты; *7* — Балканы; *8* — Апеннины; *9* — Динариды; *10* — Анатолиды (Понтиды); *11* — Тавриды; *12* — Тельльский Атлас; *13* — Риф; *14* — Высокие Плато; *15* — Марокканская Мезета; *16* — Высокий Атлас; *17* — Венгерская депрессия; *18* — Македоно-Родопский массив; *19* — Испанская Мезета; *20* — Центральное Плато Франции; *21* — Аквитанский бассейн

моря находятся горы Атлас. В течение мезозоя здесь вдоль берега Средиземного моря протягивалось Кабильское поднятие, сложенное метаморфическими и палеозойскими породами (Flandrin, 1952; Glangeaud, 1952, 1956; Bourceart, Glangeaud, 1954). С этого поднятия обломочный материал сносился на юг — в сторону Тельльской интрагеосинклинали. Кабильское поднятие явно срезано морем и, несомненно, распространялось на какое-то расстояние к северу от современного берега. В Тельльской интрагеосинклинали частная инверсия произошла перед верхним эоценом и тогда Кабильское поднятие опустилось и на его месте стали накапливаться мощные флишевые отложения верхнего эоцена и олигоцена. Но только с миоцена наблюдается такое расположение осадков в прибрежной зоне, которое позволяет предполагать наличие морского бассейна в современных рамках.

Складки Западных Альп обрезаются глубокой впадиной Лигурийского моря. Геологическая история этой части Средиземного моря рисуется следующим образом (Кюнен, 1964; Behrmann, 1958; Hersey, 1965). В кон-

це палеозоя, по-видимому, образовалось большое складчатое поднятие на месте современного Тирренского моря. Остатками этого поднятия являются Корсика и Сардиния. В верхнем карбоне и перми на поднятии образовались изолированные впадины с континентальными осадками. Прогибание альпийского цикла началось в триасе. Главная интрагеосинклиналь Западных Альп — Пеннинская — продолжалась в сторону современных Лигурийского и Тирренского морей. Отсюда море трансгрессировало как на запад — в Корсику, так и на восток — в Апеннины. Прогибание продолжалось в течение юры и мела. Инверсия произошла в конце верхнего мела. В это время на месте современных Апеннин образовался краевой прогиб, заполняемый мощным палеогеновым флишем. Другой флишевый прогиб симметрично располагался к западу от поднятия, возникшего на месте Лигурийского и Тирренского морей; остатки его сохранились на Корсике. Временами снос с центрального поднятия становился чрезвычайно интенсивным и приводил к образованию «дикого флиша» с крупными гальками и валунами гранитов и метаморфических пород. Последние гранитные гальки из области, занятой сейчас Тирренским морем, были снесены в тортоне. В верхнем миоцене произошло опускание Тирренского моря, и только с этого времени распределение осадков в прибрежных зонах «приспособилось» к современным очертаниям морского бассейна.

Мелкое Адриатическое море представляет собой как бы совмещенный передовой прогиб по отношению к двум складчатым зонам — Апеннинам и Динаридам. Последние, продолжаясь на юге через Пелопоннес, подходят к островной дуге, вполне похожей на океанические островные дуги. Эта дуга окаймляет с юга Эгейское море. В ее составе такие крупные острова, как Крит и Родос, и ряд мелких вулканических. Новейшие исследования показали, что дуга окаймлена с юга глубоким желобом.

Эгейское море имеет чрезвычайно сложный глыбовый рельеф дна. Со стороны Европы к нему подходит Македонско-Родопский массив, со стороны Малой Азии — Эгейский массив. Оба массива сложены палеозойскими и более древними породами и были подняты и смяты в складки в конце палеозоя. Они являются срединными массивами в альпийской геосинклинали, которая разделяется ими на две ветви. В Малой Азии — это Таврская и Анатолийская интрагеосинклинали. Едва ли можно сомневаться в том, что дно Эгейского моря представляет собой опущенную промежуточную часть этого срединного массива.

Черное море

Во взаимоотношении впадины Черного моря с окружающими тектоническими структурами суши можно подметить элементы атлантического и тихоокеанского типов (рис. 32). В грубых чертах складчатые зоны альпийского возраста Крыма, Кавказа и Анатолии располагаются параллельно границам глубоководной впадины Черного моря и только складчатая зона Балкан отчетливо срезается той же границей. Однако при более детальном рассмотрении случаев срезания оказывается значительно больше. Геологическое строение Крымских гор показывает, что на суше можно наблюдать лишь северное крыло развитой здесь складчатой зоны, имеющей в целом форму мегантиклинория. Осевая часть последнего и его южное крыло должны были находиться южнее, там, где сейчас расположены большие морские глубины. Та же складчатая зона срезается и по простиранию на юго-западе.

Складчатая зона Северо-Западного Кавказа срезается берегом Черного моря и, несомненно, континентальным склоном, который здесь расположен недалеко от берега. Срезание происходит под острым углом и поэтому не столь эффектно, как в Крыму. Но, двигаясь вдоль черноморского побережья с юго-востока на северо-запад, мы встречаем у бе-

рега все более северные складчатые структуры системы Большого Кавказа.

Под заметным углом срезаются берегом моря молодые складки Анатолийских цепей к югу от Батуми и в той или иной мере вдоль всего черноморского побережья Турции. На западе и северо-западе кроме Балкан краем моря срезаются отдельные структурные элементы древней платформы. Однако в связи с большой площадью мелководья остается неясным, каково взаимоотношение этих элементов с континентальным склоном, окружающим глубокую часть моря.

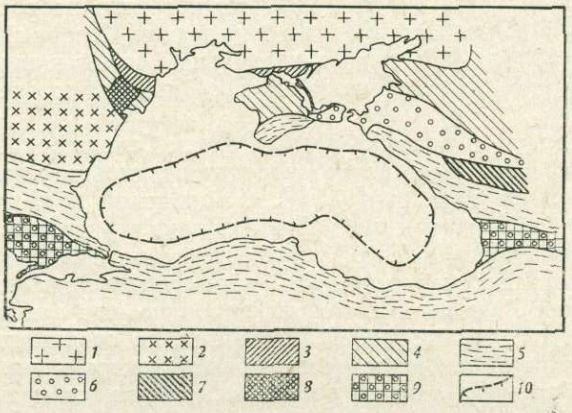


Рис. 32. Тектоническая схема района Черного моря. По Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, 1963 (со значительными упрощениями)

1 — древняя платформа; *2* — зона эпибайкальской консолидации; *3* — позднепермские — раннемезозойские прогибы на эпигерцинской платформе; *4* — области развития верхнемезозойского и кайнозойского платформенного чехла на эпигерцинской платформе; *5* — складчатые зоны, образовавшиеся на основе альпийских эв- и миогеосинклинальных прогибов; *6* — передовые альпийские прогибы; *7* — участки эпигерцинской платформы, вовлеченные в поднятие мегантиклиниориев; *8* — выступ палеозойского фундамента; *9* — межгорные альпийские прогибы; *10* — континентальный склон, ограничивающий глубоководную впадину Черного моря

Срезание границей глубоководной впадины молодых складчатых структур Балкан, Крыма, Кавказа и Анатолии свидетельствует о большой молодости либо всей впадины Черного моря, либо, по крайней мере, ее окраинных частей, образовавшихся в результате недавнего опускания части прибрежных структур. По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову (1938), возраст глубокой впадины Черного моря верхнеплиоценовый и даже плейстоценовый.

Таким образом, на тех участках где Мировой океан граничит с молодыми, послепалеозойскими, складчатыми зонами, также происходит срезание тектонических структур краем океана, но возраст этого срезания оказывается значительно более молодым, чем на периферии атлантического типа, а именно — неогеновым. Прилегающие к таким участкам части океана вошли в его состав соответственно поздно. Точно так же очень молодыми — неогеновыми, а местами и четвертичными — являются в современных границах Карибское, Средиземное и Черное моря. Здесь, на участках тихоокеанского типа периферий, в кайнозойское время происходило разрастание океанического бассейна.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Северный Ледовитый океан является северным продолжением Атлантического океана и тектоническая обстановка на его окраинах чрезвычайна сходна с обстановкой в Атлантическом океане (Ирдли, 1954; Гео-

логия Советской Арктики, 1957; Пущаровский, 1960; Геология Арктики, 1964; Eardley, 1962). Со стороны окружающих материков к Северному *Ледовитому океану подходят древние платформы и каледонские, герцинские* и мезозойские складчатые зоны. Многие из этих тектонических зон расположены так, что они, несомненно, срезаются континентальным склоном, хотя в некоторых случаях подобное заключение кажется не единственно возможным в связи с большой шириной шельфа и удаленностью континентального склона от суши.

Древняя русская платформа с ее допалеозойскими складчатостью и метаморфизмом граничит с акваторией на Кольском п-ове и между Белым морем и Пай-Хоем. Ее продолжение известно на востоке Шпицбергена, на Земле Франца-Иосифа и на юго-западе Северной Земли (Пущаровский, 1960, 1963). Эти острова настолько близки к континентальному склону, что трудно сомневаться в его срезании на севере древней платформы.

Канадская древняя платформа подходит к Северному Ледовитому океану в море Бофорта. Судя по ее очертаниям, весьма вероятно, что она продолжалась в пределы южной части Канадской котловины.

Каледонская складчатая зона Скандинавии, срезаемая, как мы видели с северо-запада Норвежским морем, продолжается на север вдоль западной окраины Шпицбергена. Этот район расположен близко к каледонидам Восточной Гренландии. Весьма вероятно, что эти две каледонские складчатые зоны соединяются. Если это так, то соединение должно происходить через глубоководную часть Гренландского моря. Хотя строение Канадского архипелага еще не вполне ясно, едва ли можно сомневаться в наличии на севере этого архипелага каледонской геосинклинали Франклина. В южной ее части, примыкающей к Канадской платформе, накапливались преимущественно карбонатные породы кембрия, ордовика, силура и нижнего девона общей мощностью до 15 000 *м*. В этой краевой части геосинклинали складчатость была, по-видимому, умеренной и имела характер гребневидный и сундучный. В средней части архипелага, в так называемом Корнуолисском складчатом поясе, направление складок меридиональное, но оно становится северо-восточным на о-ве Элсмир. На севере последнего можно видеть внутреннюю часть геосинклинали, где развиты граувакки, песчаники, вулканические лавы, глинистые сланцы и где эти породы метаморфизованы и интенсивно дислоцированы. Судя по характеру и распространению средне- и верхнедевонских пород, во внутренней части геосинклинали в среднем девоне произошло поднятие, развивавшееся и в верхнем девоне. В это время на южной периферии геосинклинали накапливались сначала известняки, сланцы и песчаники среднего девона, а затем континентальные песчаники, сланцы и угли верхнего девона. Мощность последней толщи, которую можно считать молассовой формацией, достигает 10 000 *м*.

Из изложенного видно, что геосинклиналь Франклина явно распространялась далеко к северу за пределы современного шельфа, поскольку только на крайнем севере о-ва Элсмир начинается ее центральная зона. На срезание каледонской складчатой зоны континентальным склоном указывает также простирание нижне- и среднепалеозойских складок. От о-ва Аксель-Хейберг до северной части архипелага Парри в так называемом Свердрупском прогибе накопилась мощная (до 12 000 *м*) толща пород, залегающая резко несогласно на девонских и более древних отложениях и охватывающая время от верхнего карбона до палеогена. Распределение фаций в этой толще свидетельствует о длительном существовании источника обломочного материала к северу от Канадского архипелага. В верхнем карбоне и перми здесь накапливались соленосные свиты, с которыми связано последующее образование диапировых куполов.

Герцинская складчатая зона подходит к океану на Новой Земле и на Таймыре и продолжается на Северной Земле. На этой последней северо-

восточные таймырские простирания меняются на меридиональные и северо-западные. Если герцинская складчатая зона продолжалась и от Северной Земли в этом направлении, то она должна проходить севернее Земли Франца-Иосифа и быть срезанной континентальным склоном.

Аляска целиком находилась в пределах герцинской геосинклинали. В конце палеозоя в ее средней части образовалась центральная геоантиклиналь, которая медленно поднималась в течение триаса, юры и нижнего мела. В это время к северу от геоантиклинали в прогибе на месте современных хребта Брукс и Береговой равнины Аляски отложились битуминозные известняки и сланцы верхнего триаса (300 *м*) и граувакки и известняки юры (1300 *м*), а также карбонатные и терригенные отложения нижнего мела небольшой мощности. В апте произошло энергичное поднятие хребта Брукс, к северу от которого начал интенсивно прогибаться Колвильский прогиб. Накопившиеся в нем обломочные меловые отложения достигли мощности 5000—8000 *м*. По отношению к поднятию Брукс, возникшему в середине мелового периода,— это передовой прогиб. Но он не переходит непосредственно в котловину океана, так как бурением на м. Барроу обнаружен кристаллический (по-видимому, докембрийский) фундамент на глубине всего 720 *м*. Это означает, что Колвильский прогиб ограничен с севера или еще одним узким поднятием, или, как полагает Ю. М. Пущаровский (1960), Гиперборейской платформой, ныне погруженной под Северный Ледовитый океан. Предполагается, что нижний палеозой на о-ве Беннета в группе о-вов Де-Лонга представляет собой чехол на этой древней платформе.

На северо-востоке СССР, между р. Леной и Чукоткой, Северный Ледовитый океан также граничит с зоной мезозойской складчатости. Наиболее выразительное срезание складчатой структуры берегом океана происходит у северного окончания Верхоянского хребта и на о-ве Котельном в группе Новосибирских о-вов. И в том и другом случае складки, образованные породами верхоянской свиты (верхний карбон — средняя юра), направляются в океан с меридиональным простиранием в сторону глубоководной Сибирской котловины. Однако этот случай является менее определенным, чем предыдущие случаи срезания структурных зон, так как не исключено, что складки верхоянской толщи делают резкий изгиб к западу и гаснут у восточного края Хатангской впадины. На берегах Восточно-Сибирского и Чукотского морей структурные соотношения материка с океаном еще менее выразительны, так как на краю материка в этой области простирание развитой здесь слабой складчатости почти параллельно берегу, а шельф чрезвычайно широк.

Подводя итоги, можно сказать, что, как и на окраинах Атлантического океана, континентальный склон Северного Ледовитого океана срезает структурные зоны, образовавшиеся в домезозойское время. Что касается зон, которые развивались в качестве геосинклиналей в мезозойское время, то их взаимоотношение с океаном неясно, поскольку они на значительные расстояния протягиваются параллельно берегу океана в тех районах, где континентальный шельф очень широк. Следовательно, по крайней мере до мезозоя в расположении тектонических зон и пород нет признаков существования Северного Ледовитого океана в его современных очертаниях. Точнее указать время появления признаков депрессии на месте океана сейчас едва ли возможно. В связи с большой шириной шельфа разрез отложений, связанных с морскими трансгрессиями в зоне современного берега, не представителен для решения вопроса о возрасте глубоководной океанической впадины. Геология островов, расположенных близко от континентального склона, недостаточно изучена. Но во всяком случае едва ли оформление впадины Северного Ледовитого океана произошло раньше мелового периода.

Окраины Индийского океана подвергались кое-где специальному изучению, но результаты последнего не были опубликованы. Известен лишь профиль глубинного сейсмического зондирования от Кении к Сейшельским о-вам, пересекший прибрежную полосу океана (Francis, Davies, Hill, 1966).

Вдоль Индонезийской островной дуги Индийский океан граничит с альпийской складчатой зоной. На южной оконечности Африки к его краю подходит и срезается им Капская складчатая зона герцинского возраста. *Во всех других местах Индийский океан окружен древними эпипротерозойскими платформами.* В Экваториальной и Южной Африке, в Индии и Западной Австралии древнее кристаллическое основание в целом структурно поднимается по направлению к океану и около его края резко обрывается. Ту же картину мы наблюдали и вокруг южной части Атлантического океана. Тектонические депрессии (Карру, Калахари, Конго) приурочены к осевой полосе Африканского материка, края которого подняты.

На восточном берегу докембрийские или каПские структуры срезаются *либо непосредственно береговой линией, либо краем прибрежной равнины, сложенной мезозойскими и более молодыми отложениями* (Хоутон, 1966; Дю Тойт, 1957).

В Кении параллельно берегу протягивается полоса пород системы Карру (верхний палеозой — нижний мезозой). Толща пород того же возраста на западном склоне Мадагаскара подстилает серию осадочных пород мезо-кайнозоя, падающую к Мозамбикскому проливу. Едва ли эти выходы пород системы Карру имеют какое-либо отношение к образованию Индийского океана в форме, близкой к современной. Породы этой системы почти целиком континентальные, и если среди них на Мадагаскаре встречаются прослои морских осадков (среднепермских), то они свидетельствуют лишь о том, что уже в конце палеозоя на месте Мозамбикского пролива существовал прогиб, который иногда заливался мелким морем, приходившим с севера — из Тетиса.

Как и в некоторых предыдущих случаях, в современных контурах более определенно влияние океана сказывается с юрского периода, а именно со средней юры, когда во многих местах на восточном побережье Африки начали накапливаться морские отложения, распространение которых тесно связано с краем Индийского океана. Они известны в прибрежной зоне Танзании и Кении, на западном склоне Мадагаскара, в Сомали и Эфиопии. Представлены юрские отложения песчаниками, глинами, мергелями и известняками. Медленная трансгрессия развивалась в течение юры от Сомалийского берега в сторону Эфиопии и Судана (Mohr, 1961).

Широко распространены вдоль того же побережья меловые отложения обоих отделов системы, *выполняющие многочисленные крупные и* мелкие впадины вдоль береговой полосы. Представлены они глинами, мергелями и песчаниками, как морскими, так и континентальными. В Мозамбике они вдаются в материк большим треугольником, и здесь область их распространения отделена от внутренних частей материка, сложенных породами Карру и более древними, флексурой с углами падения слоев от 5 до 20°. Полный разрез меловых отложений наблюдается и на западном склоне Мадагаскара. Что же касается восточного его побережья, то там наиболее древними осадочными отложениями, залегающими *непосредственно на размытой поверхности кристаллического фундамента, являются морские осадки маастрихта, которые обнажаются между* Мананжари и Маханоро *невысоко над уровнем воды. К северу они переходят* в маломощные континентальные пески. От внутренней части острова эти породы отделены большим сбросом, ограничивающим весь

восточный край острова. По этому сбросу вся структура Мадагаскара резко оборвана. Амплитуда сброса должна достигать в средней части острова 5 *км*.

Палеогеновые отложения, также преимущественно развитые в отдельных впадинах у берега, открывающихся в сторону океана, представлены известняками, глинами, мергелями и песками. Неоген представлен породами того же состава.

Упомянутый профиль от Кении к Сейшельским о-вам захватил прибрежную равнину Кении у горы Ламу. Здесь близ береговой линии рыхлые осадки были разделены на третичные (до глубины 3 *км*), меловые (до 4,5 *км*) и юрские (до 6 *км*). Ниже залегает мощная (9 *км*) толща со скоростью сейсмических волн около 4,8 *км/сек*, которая отнесена к системе Карру. Вся эта огромная толща осадочных пород мощностью 15 *км* выклинивается в пределах континентального подножия в 300 *км* от берега.

Юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые морские отложения покрывают южную и восточную части Аравии.

На п-ове Индостан простирания докембрийских пород, образующих складчатые системы разного возраста, в общем параллельны западному и восточному берегам полуострова (Кришнан, 1964; Муратов, 1964). Но Восточно-Гатская складчатая система (1570 млн. лет) срезается краем материка у Мадраса, на южной оконечности полуострова и на Цейлоне. В нескольких грабенах, преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний, накапливались континентальные угленосные и ледниковые отложения гондванской формации (верхний карбон — нижний мел).

После длительного континентального периода первые морские трансгрессии на п-ове Индостан произошли в юре. В Западной Индии юрский мелководный бассейн охватывал большие площади в Катхиаваре, Каче и Раджпутане. Породы состоят из известняков, глин и песчаников и имеют мощность до 1800 *м*.

Хотя индийские геологи считают, что Индостан именно в юрское время приобрел современные очертания, можно высказать сомнение в том, что это относится к западному побережью к югу от Катхиавары: на этом отрезке берега нигде нет юрских отложений и можно думать, что суша здесь простиралась на какое-то расстояние к западу в пределы современного Аравийского моря. Однако восточный берег Индостана, возможно, был уже в юре таким, как сейчас, поскольку там в прибрежной полосе известны морские юрские отложения.

Морские меловые отложения выходят в некоторых местах из-под траппов Декана вдоль северной границы распространения последних. Известняки, мергели и песчаники содержат верхнемеловую фауну. На восточном побережье верхнемеловые морские отложения известны в нескольких районах вдоль берега к югу от Мадраса.

В конце мелового периода началось излияние плато-базальтов Декана. Мощность их у Бомбея превышает 2000 *м*. Площадь их современного распространения достигает 50 000 *км*^{2}, а если восстановить разрушенные эрозией участки, то она возрастет более чем в два раза. Возраст траппов — верхний мел — эоцен. Вдоль берега около Бомбея на протяжении 400 *км* протягивается флексура, на которой слои базальтов падают на запад в сторону океана под углом до 15°. К выпуклому изгибу флексуры приурочены многочисленные дайки. Сходство условий, а также возраста излияний с Восточной Гренландией разительно. В прибрежной зоне распространены также морские эоценовые и преимущественно континентальные олигоценовые и неогеновые отложения.

Таким образом, строение прибрежной зоны Индостана указывает, что современные очертания этот полуостров частично приобрел в юрское

время и что существование Индийского океана в современных его контурах становится очевидным с начала мела. Образование после эоцена флексуры в районе Бомбея указывает на усиление различий в высотном положении между материком и океаном.

Центральная и западная части Австралии сложены докембрийскими преимущественно кристаллическими и метаморфическими породами, тектоническая структура которых не согласна с очертаниями материка (Объяснительная записка к тектонической карте Австралии, 1965; Тейхерт, 1965). В целом докембрийский фундамент поднимается к западу и наиболее широко распространен на поверхности в той части материка, которая тяготеет к Индийскому океану. Здесь повторяется та же закономерность, которая была отмечена для экваториальной и южной Африки: *структурный подъем к Индийскому океану.*

Особенностью строения северо-западной, западной и южной окраин материка является наличие на поверхности кристаллического щита прогибов («бассейнов»), заполненных палеозойскими и мезозойскими морскими отложениями. Всего известно пять бассейнов. Три из них — северные — вытянуты в северо-западном направлении. К юго-востоку они замыкаются, а к северо-западу открываются в сторону прилегающей части Индийского океана, причем на их простирании обнаруживаются бухтообразные изгибы *континентального склона.*

Наиболее глубоко вдается в сушу бассейн Дезерт. Находящийся на юго-западе бассейн Перт вытянут вдоль берега, а расположенный на юге у Большого Австралийского залива бассейн Юкла открыт к югу и замыкается на севере. Все бассейны разделены между собой поднятиями древнего основания, которые по простиранию упираются в современный берег материка. В целом вся эта система прогибов и поднятий подчинена вертикальным движениям, происходящим по простираниям, направленным *радиально из центра Австралийского щита и почти всюду перпендикулярно* к береговой линии материка.

Самый северный бассейн залива Жозеф-Бонапарта выполнен морскими кембрийскими, ордовикскими, каменноугольными и меловыми (альбскими) отложениями суммарной мощностью около 5000 *м.* В наиболее обширном бассейне Дезерт развиты следующие отложения: морские ордовикские и девонские; пермские — частично морские, а частью лагунные, континентальные, ледниковые и флювиогляциальные; триасовые лагунные и пресноводные; юрские и меловые, главным образом морские отложения. Общая мощность осадочных толщ около 5500 *м.* В бассейне Карнарвон девонские, каменноугольные, пермские, юрские, палеогеновые и неогеновые породы представлены почти исключительно морскими осадками. Их максимальная суммарная мощность около 8000 *м,* которая, однако, не встречается полностью в одном разрезе. В бассейне Перт развиты ордовикские, пермские, юрские, меловые и третичные отложения мощностью свыше 3000 *м,* в южном бассейне Юкла — меловые, эоценовые и нижнемиоценовые морские отложения мощностью свыше 1000 *м.*

Общей особенностью всех бассейнов является то, что более молодые осадки занимают все более ограниченную площадь; следовательно, с течением времени морские трансгрессии проникали в глубь современного Австралийского материка на все меньшее расстояние. Вместе с тем древние *береговые линии, связанные с этими трансгрессиями, по форме становились* все ближе к современным очертаниям материка. Границы меловых трансгрессий уже почти параллельны современному берегу.

Таким образом, в ходе геологической эволюции происходила перестройка простирания областей прогибания и поднятия. Сперва последние располагались резко несогласно с современными очертаниями Индийского океана, но к меловому времени такое согласие наступило. Можно высказать предположение, что более древние морские бассейны — палеозойские

и нижнемезозойские — являлись ответвлениями каких-то морей, находившихся на месте соседних частей Индийского океана, но последний еще не существовал. Существование его в современных контурах становится очевидным с мелового периода. К этому же выводу приводят и изложенные выше данные по африканской и индийской периферии океана.

В нашем изложении мы опустили тот участок, где Индийский океан граничит с островной дугой Индонезии. Здесь мы сталкиваемся с теми структурными условиями, которые отмечались выше для периферии Атлантического океана в районах Гибралтара, Антильских и Южных Сандвичевых о-вов и которые обычны для периферии Тихого океана. Молодая мезо-кайнозойская складчатая зона Индонезии в целом параллельна краю Индийского океана, но отдельные структурные ее комплексы все же срезаются океаном под очень острым углом, что особенно заметно на северо-западе о-ва Суматра. Большая молодость складчатых структур указывает на то, что срезание произошло не ранее неогена, что также сходно с условиями в указанных областях атлантической периферии. Нам придется подробно и специально говорить о перифериях этого типа при обсуждении вопросов, связанных с Тихим океаном.

Глава третья

ГЕОЛОГИЯ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

Окраины Тихого океана, как известно, по строению отличаются от окраин Атлантического, Ледовитого и Индийского океанов. То, что для Атлантического и Индийского океанов было исключением, а в Северном Ледовитом океане вообще не встречалось (проявление на краю океана молодых — мезо-кайнозойских — геосинклинальных условий, складчатости и вулканизма), для Тихого океана оказывается правилом. Этот океан окружен кольцом молодых складчатых и вулканических зон. Вместе с тем, само понятие края океана для северной и западной периферии Тихоокеанского бассейна оказывается несколько неопределенным. Здесь между берегом материка и собственно океаном протягиваются гирлянды островных дуг. Обычно границей океана считают внешний (со стороны материка) край передовой островной дуги. Такое толкование порождено представлением об «андезитовой линии», окружающей океан и определяющей рубеж между океанической областью чисто базальтового вулканизма и зоной континентального андезитового вулканизма. Однако между крайними андезитовыми вулканическими дугами и материком, как сейчас выяснилось, находятся пространства с базальтовой океанической или осадочно-базальтовой субокеанической корой, и таким образом нет оснований причислять эти пространства к материку.

Краевые моря, лежащие между островными дугами и материком, следует считать бассейнами, принадлежащими к Тихому океану, во всяком случае в пределах больших глубин. Нам придется рассматривать поэтому для северной и западной периферии океана геологические условия, характеризующие как край собственно материка, так и рубеж, определяемый островными дугами.

Для ранее рассмотренных океанов было установлено, что тектонические зоны, оформившиеся в домезозойское время, срезаются краем океана и последний по отношению к таким зонам является наложенным. Только начиная с юры или с мела распространение осадочных пород вокруг океана подчиняется его контурам и связано с ним. Когда речь идет о Тихом океане, то стандартным является утверждение, что, в отличие от других океанов, которые срезают структуру окружающих материков, здесь наблюдается структурное согласие, поскольку альпийская складчатая зона расположена по всей периферии океана параллельно его краю. Такое заключение нельзя признать логичным, так как в этих двух случаях сопоставляются с очертаниями океана тектонические зоны разного возраста: домезозойские и мезо-кайнозойские.

Для того чтобы сопоставление было правомерным, надо и для периферии Тихого океана выяснить прежде всего положение по отношению к ней домезозойских тектонических зон, а затем уже обратиться к зонам более молодым. Это позволит нам установить, чем отличалась территория Тихого океана от территории других океанов в домезозойское время, и рельеф-

ней выявить специфические особенности развития окраин Тихого океана в мезозое и кайнозое.

В дальнейшем мы будем называть основную часть океана, лежащую внутри островных дуг, *океаном*, а бассейны, находящиеся между последними и материком,— краевыми морями.

ДОМЕЗОЗОЙСКОЕ РАЗВИТИЕ

Западная окраина океана

Породы докембрия и нижнего палеозоя выходят на Южном о-ве Новой Зеландии (Пущаровский, 1963; Вуд, Гринли, Харрингтон, 1963). Они образуют здесь полосу вдоль северо-западного берега шириной от нескольких до 150 *км*, породы метаморфизованы и сильно дислоцированы. В их комплекс входят гнейсы, кварциты, метаморфические сланцы, а также граувакки, глинистые сланцы, песчаники, известняки, туфы. Они пронизаны интрузиями гранито-гнейсов, основных и ультраосновных пород. Простирание пород северо-восточное, параллельное простиранию острова. С юго-востока эти толщи контактируют с верхнепалеозойской — мезозойской толщей, выполнявшей молодую геосинклиналь Новой Зеландии. Об этой толще и о характере ее контакта с древними породами будет сказано ниже.

Складчатая и метаморфическая зона, образуемая древними породами, не ограничивалась, конечно, современными границами Южного о-ва; она, несомненно, распространялась к северо-западу в пределы Тасманова моря, где большие глубины начинаются близко от берега, в особенности близ юго-западного угла острова. Зона продолжалась и к юго-западу, где лежит подводный хребет Макуори. Те же породы продолжаются в сторону Северного о-ва, но там они не обнажаются.

Сильно дислоцированные метаморфические породы, по-видимому, палеозойские, известны на севере о-ва Новая Каледония (Штилле, 1964а; Пущаровский, Афремова, 1965) (рис. 33). Они перекрыты граувакками верхнего палеозоя, свидетельствующими о начале прогибания геосинклинали, вероятно, одновременной с геосинклиналью Новой Зеландии. Несомненно, что эти породы ранее были распространены на значительно большей территории, чем клочок их выхода на острове.

Восточная Австралия занята меридионально протянувшимися каледонской и герцинской складчатыми зонами (David, 1932; Voisey, 1959a,b; Объяснительная записка к тектонической карте Австралии, 1965; Пущаровский, 1965; Богданов, 1966). Обычно австралийские геологи говорят о Тасмановой геосинклинали, которую делят на западную Мельбурнскую многогеосинклиналь и восточную Брисбейнскую эвгеосинклиналь. Однако рассмотрение разреза и характера структурных форм показывает, что правильнее считать Мельбурнскую многогеосинклиналь каледонской геосинклиналью, а Брисбейнскую эвгеосинклиналь — герцинской. Первая протягивается через всю Австралию от Тасмании до п-ова Йорк (до м. Мелвилл). Разрез пород, накопившихся в этой геосинклинали, явно рисует законченный каледонский тектонический цикл: мощные аргиллиты и песчаники ордовика и нижнего силура, широко развитые конгломераты верхнего силура и красноцветные озерные отложения девона. Главная складчатость, сопровождаемая внедрением гранитов, приходится на конец нижнего силура. Накопление пород нижнего палеозоя сопровождалось основными излияниями.

В Брисбейнской геосинклинали после накопления мощных граувакков нижнего палеозоя, сопровождаемых спилитами и яшмами, образовались мощные толщи девона и нижнего карбона, сложенные граувакками и известняками. В конце визе произошло поднятие, после чего в остаточных

депрессиях накапливался флиш. Средний и верхний карбон представлены ледниковыми отложениями с флорой, а пермь — ледниковыми и угленосными осадками. Поднятие после визе сопровождалось сильной складчатостью.

В результате на месте геосинклинали сформировался антиклинорий. Его южное погружение хорошо выражено близ Сиднея, где в передовом прогибе, окаймляющем периклиналь антиклинория, накапливались озерные и угленосные триасовые отложения. Северное окончание герцинской геосинклинали на материке находится у Рокгемптона. Позже на обеих этих геосинклиналях образовывались наложенные впадины с континентальными юрскими и меловыми осадками. Эоцену и олигоцену соответствует перерыв в осадконакоплении и только в Виктории известны слои с растительными осадками и потоки базальта этого возраста.

Все структурные комплексы, образованные перечисленными до сих пор породами, срезаются краем материка и никак не «приспосабливаются» к его очертаниям. Это особенно ясно видно на примере складчатых комплексов обеих геосинклиналей, которые к северу от Брисбейна, сохраняя меридиональное направление, по очереди срезаются берегом, простирающимся здесь на север-северо-запад. Такое же срезание происходит и к югу от Сиднея. Структурные комплексы Мельбурнской геосинклинали сохраняют меридиональное простирание в Тасмании и поперек срезаются ее южным берегом (рис. 34).

Самой замечательной особенностью строения рассматриваемой области является то, что каледонская и герцинская Восточно-Австралийские геосинклинали простираются под прямым углом к молодым структурным комплексам Новой Гвинеи и соседних островов, являющихся ограничением впадины собственно Тихого океана. Продолжение палеозойских складчатых зон известно в южной части Новой Гвинеи, где на прибрежной равнине Папуа миоплиоценовые отложения залегают прямо на гранитном основании (Штилле, 1964а; Пущаровский, Афремова, 1965; Smith, 1965). В осевой части Новой Гвинеи палеозойские породы, частично метаморфизованные, частично фаунистически охарактеризованные (верхний силур, девон, карбон, пермь), выходят двумя полосами по периферии срединного антиклинория и широким полем на юго-восточном окончании острова.

Палеозойские породы подверглись последующей структурной перестройке, и остается пока неизвестным, наложилось ли здесь новое северо-западное простирание на более раннее меридиональное или уже в палеозое австралийское меридиональное простирание структурных комплексов резко, почти под прямым углом, поворачивало в районе Новой Гвинеи к западу.

Со структурными комплексами, развившимися на основе герцинской геосинклинали, мы встречаемся в области Индонезийской островной дуги

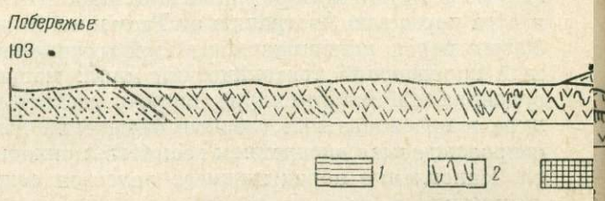


Рис. 33. Геологический профиль через западную
Ю. М. Пущаровского и

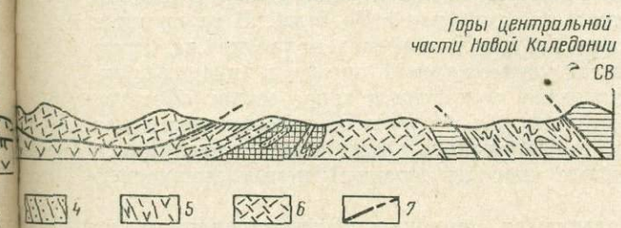
1 — пермские, триасовые и лейасовые отложения; *2* —
жения; *4* — осадочные породы эоцена; *5* — вулканиче
рованные перидотиты; *7* — тек-

(Постельников, Затонский, Афремова, 1964; Архипов, 1964; Беммелен, 1967; Klompé, 1954, 1957; Liechti, 1960).

В пределах Малаккского п-ова геосинклинальное накопление происходило в течение каменноугольного, пермского и нижнетриасового времени, после чего произошли поднятия, складчатость и внедрение гранитов. В верхнем триасе в передовых и межгорных прогибах накапливалась красноцветная молассовая формация. Вопрос о номенклатуре той или иной геосинклинали не имеет для нас принципиального значения, но все же кажется, что в данном случае нет оснований говорить об особом мезозойском тектоническом цикле. Ведь и во многих других местах (например, на Русской платформе) триас являлся периодом завершения вполне нормального герцинского цикла. Описываемая зона геосинклинального накопления в палеозое, а также поднятия и складчатости в нижнем триасе с Малаккского п-ова протягивается в Западный и Центральный Борнео. Здесь она меняет простирания с юго-восточного на северо-восточное. С северо-запада и юго-запада от этой зоны с мелового периода образовывались глубокие прогибы. В них в течение главным образом верхнего мела и палеогена накапливались очень мощные (до 10 000 м) отложения сначала вулканогенно-осадочные, а затем флишевые, которые в неогене были смяты в складки и прорваны гранитами.

Большой интерес представляет вопрос, продолжалась ли зона герцинских поднятий и складчатости вплоть до северо-восточных районов Борнео и до моря Сулу. Сведения об этом районе совершенно недостаточны. Но Ф. Гервасио (Gervasio, 1966) на основе изучения мезозойских отложений Филиппин приходит к выводу, что в течение мезозоя на месте моря Сулу была суша. С нее сносились осадки, которые отлагались в зоне современных островов, окружающих это море. Состав осадков показывает, что размыву подвергались метаморфические сланцы, гнейсы и граниты. Опускание моря Сулу произошло только в неогене. Это устойчивое поднятие на месте моря Сулу в течение мезозоя и палеогена, вероятно, свидетельствует о том, что сюда протягивалась зона герцинских поднятий и складчатости из Западного и Центрального Борнео. О том же свидетельствуют относительно малые мощности меловых отложений на о-вах Негрос и Себу и спокойные сундучные складки, образуемые здесь этими отложениями, к тому же имеющие северо-северо-восточное простирание.

На самой Филиппинской островной дуге древнейшие породы составляют так называемый комплекс основания, который имеет доюрский возраст (Швельман, 1964; Gervasio, 1966). Это — амфиболиты, кварц-полевошпатовые сланцы, филлиты, мраморы, граниты, гранодиориты, кварцевые монциониты. Все эти породы чрезвычайно сильно деформированы и перетерты, но найти какую-либо систему в их деформациях до сих пор не удалось. Поэтому здесь, как и на Новой Гвинее, не удается пока устано-



часть Новой Каледонии.По Фэвру и др., 1955, из
Р. А. Афремовой, 1965

верхнепермские отложения; *3* — юрско-меловые отло-
ские породы третичного возраста; *6* — серпентинизи-
тонические нарушения

вить, имела ли место в мезо-кайнозое переработка палеозойского простирания тектонических зон или же последние уже в палеозое имели на Филиппинах северо-северо-западное и меридиональное простирания, свойственные молодым структурам восточной части архипелага.

На о-ве Лусон со стороны Филиппинского моря и на других островах со стороны морей Южно-Китайского и Сулу метаморфические толщи доюрского фундамента срезаны береговыми линиями; очевидно, что они должны были продолжаться туда, где сейчас большие морские глубины.

Домезозойские породы известны также в восточной части Индонезийского архипелага, в районе моря Банда — на о-вах Тимор, Церам, Буру, Сула, Хальмахера и других, а также на Целебесе. По-видимому, через этот район проходила палеозойская геосинклиналь, соединявшая геосинклинали Восточной Австралии и Южной Новой Гвинеи, с одной стороны, и Борнео и моря Сулу — с другой.

Рассмотрение истории тектонического развития Юго-Восточного Китая (Основы тектоники Китая, 1962; Белоусов, 1956) показывает, что в этой области в течение палеозоя проявлялись два простирания крупных прогибов и поднятий, называемых китайскими геологами «платформенными синклинориями и антиклинориями». Вдоль самого берега от о-ва Хайнань почти до Шанхая протягивается Катазиатский платформенный антиклинорий, представлявший собой зону медленного поднятия с синийского времени вплоть до юры. Находившийся рядом Цзянси-Хунаньский платформенный синклинорий являлся районом значительного накопления осадков в течение всего палеозоя, а также в триасе, после чего весь Юго-Восточный Китай был поднят. Морские трансгрессии в палеозое проникали вдоль синклинория, двигаясь с юго-запада на северо-восток.

В нижнем течении р. Янцзы ряд «платформенных антиклинориев и синклинориев» имеет юго-восточное простирание.

Все перечисленные палеозойские структурные зоны срезаются краем Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей.

Герцинский складчатый фундамент образует осевую зону о-ва Тайвань. Вероятно, он был когда-то связан с фундаментом Филиппинского архипелага.

Территория Кореи и побережье между Кореей и Сихотэ-Алинем относятся к Северо-Китайской эпипротерозойской платформе (Геология Кореи, 1964).

Допалеозойские и палеозойские структурные зоны простираются здесь с юго-запада на северо-восток и по простиранию в значительной степени срезаются глубоководной впадиной Японского моря.

На месте Сихотэ-Алиня в герцинском цикле была интрагеосинклиналь, которая прогибалась в карбоне и нижней перми (Рудич, 1962). В ней накопилась песчано-глинистая толща мощностью в 7—8 *км*. В то время к западу от Сихотэ-Алиня лежало Уссури-Ханкайское поднятие на краю Северо-Китайской платформы. В конце нижней перми в интрагеосинклинали сформировалось центральное поднятие, которое сейчас образует Сихотэ-Алиньский антиклинорий. По обе стороны от него возникли два краевых прогиба, в которых накапливались флишевые отложения, а также известняки и эффузивные породы верхней перми мощностью до 1000 *м*.

Палеозойские породы пользуются широким распространением на Японских о-вах (The geologic development..., 1965; Gorai, 1965; Kobayashi, 1941, 1956; Geology of Japan, 1963; Рудич, 1962). В их разрезе участвуют отложения от силура до перми мощностью во много тысяч метров. Размещение фаций показывает, что трансгрессии в палеозое распространялись с востока и что на месте Японского моря находилась суша, вре-

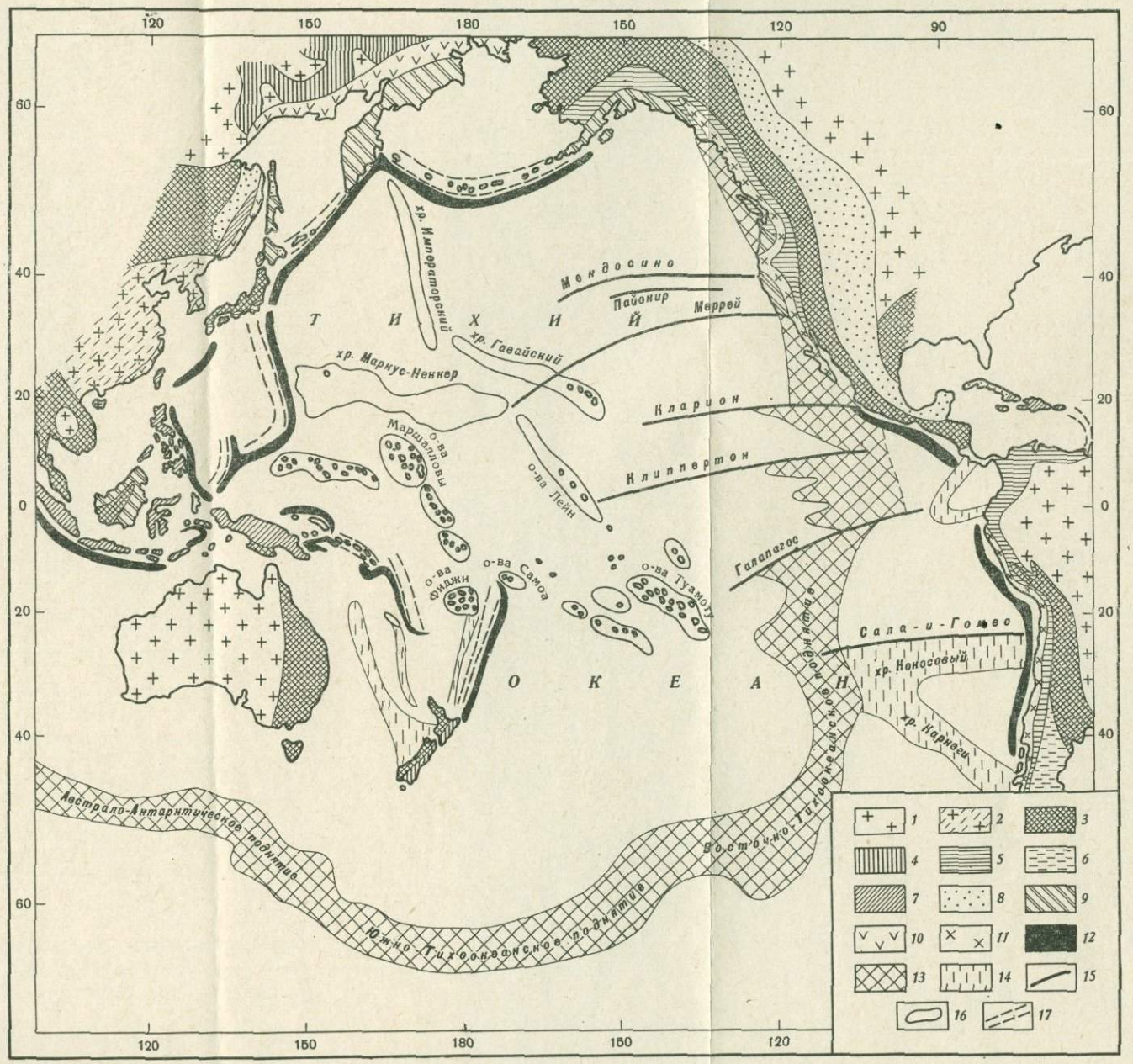


Рис. 34. Схема строения области Тихого океана
Составил В. В. Белоусов

1 — платформы на докембрийском основании; *2* — те же платформы, сильно раздробленные; *3* — палеозойские складчатые зоны; *4* — «мезозойские» складчатые зоны (прогибание геосинклинали в карбоне, инверсия и складчатость в юре); *5* — Андийско-Невадско-Сакавская складчатая зона (прогибание геосинклинали в триасе, инверсия и складчатость в верхней юре и нижнем мелу); *6* — Патагонская парагеосинклиналь андийского возраста: *7* — нормальные альпийские складчатые зоны (геосинклинальное прогибание в конце перми, триасе или юре, инверсия и главная складчатость в палеогене); *8* — альпийские парагеосинклинали; *9* — «кайнозойские» складчатые зоны (начало прогибания геосинклинали в верхней юре или мелу, инверсия и главная складчатость в мелу или палеогене); *10* — линейные зоны меловых и палеоценовых вулканических излияний; *11* — Невадский и Андийский батолиты; *12* — глубоководные желоба; *13* — океанические поднятия; *14* — горстовые хребты; *15* — крупные разрывы, в основе которых горстовые хребты; *16* — поднятия, служащие основаниями для групп вулканических гор, гийотов и островов; *17* — островные (вулканические) дуги второго типа

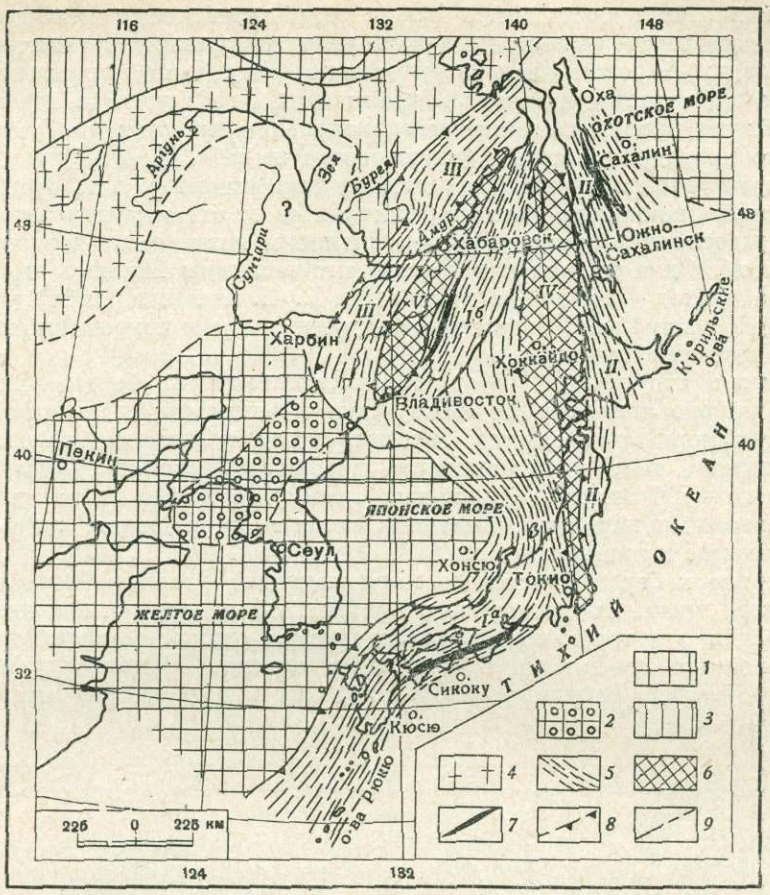


Рис. 35. Тектоническая схема Японо-Сахалинской геосинклинали для конца герцинского цикла. По Рудичу, 1962

1 — субгеоантиклинали на докембрийском и нижнепалеозойском основании; *2* — субгеосинклинали на докембрийском основании; *3* — области нижнепалеозойской складчатости; *4* — Монголо-Охотская среднепалеозойская геосинклиналь; *5* — герцинские интрагеосинклинали (*I*а — Южно-Хонсюйская; *I*б — Сихотэ-Алиньская; *II* — Хоккайдо-Сахалинская; *III* — Восточно-Манчжурская); *6* — герцинские интрагеоантиклинали (*IV* — Хоккайдо-Сахалинская; *V* — Ханкайская); *7* — зона максимального прогибания интрагеосинклинали; *8* — границы тектонических зон; *9* — неопределенные границы тектонических зон

менами заливаемая морем. Поднятие и складчатость, охватившие всю территорию, имели место в ладинское время («орогенез Акийёси»). Эти события и определили окончание герцинского тектонического цикла в Японии.

На юго-западе о-ва Хонсю и на о-вах Сикоку и Кюсю максимальным поднятием и складчатостью была захвачена осевая полоса, по обе стороны от которой сформировались прогибы, где накапливались отложения триаса и юры. Прогиб со стороны Тихого океана развился в дальнейшем в мезо-кайнозойскую геосинклиналь, тогда как противоположный прогиб вскоре прекратил свое существование. К северу от Фосса Магиа ось герцинского поднятия оказывается смещенной к востоку — в горы Кванто и Китаками. Если на юго-западе герцинские тектонические комплексы простираются согласно с общим простиранием дуги Японских о-вов, то изгиб тектонических границ в районе Фосса Магиа создает явное не-

согласие в этих простираниях. Кроме того, выдвижение максимального поднятия на севере к востоку сопровождается явным срезанием герцинской складчатой зоны краем Тихого океана. Еще более выразительно это срезание наблюдается на южном ограничении о-ва Хоккайдо, где складки палеозойских пород, имеющие меридиональное простирание, упираются в близко проходящий край глубоководного желоба. Е. М. Рудич (1962), анализируя распределение герцинских тектонических зон, приходит к схеме, изображенной на рис. 35. Отличием ее от схем других авторов является разделение герцинской геосинклинали Японии на две интрагеосинклинали. Одна из них охватывает юго-западную Японию и Сихотэ-Алинь, а другая — Хоккайдо и Сахалин. В. И. Тихонов (1964) усматривает еще *большие несоответствия между древним и современным* структурным планом Японии.

Сложная структурная обстановка характеризует берега Охотского моря. В районе Удской губы, между Сихотэ-Алинем и Алданским щитом, выходит к морю и срезается берегом Монголо-Охотская палеозойская геосинклиналь, в которой накопилось до 6 *км* отложений силура, девона и нижнего карбона, представленных преимущественно терригенными и вулканогенными породами. Смятие в складки и поднятие здесь имели место в конце нижнего карбона.

Севернее к берегу Охотского моря подходят докембрийские породы Алданского щита. Еще севернее в прибрежной полосе расположен Охотский массив, в котором на различных гнейсах спокойно залегают рифейские кварциты, известняки и глинистые сланцы. Палеогеографический анализ (Резанов, Зарудный, 1962) приводит к выводу, что этот массив

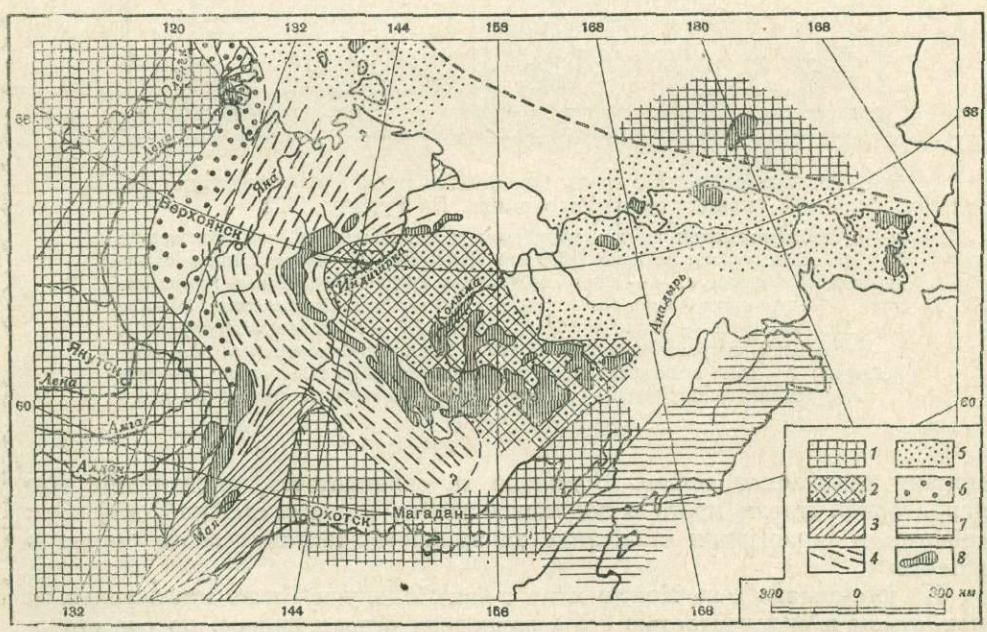


Рис. 36. Палеотектоническая схема Северо-Востока СССР перед отложением верхоянского осадочного комплекса. По Резанову и Зарудному, 1962

1 — малоподвижные приподнятые области (Сибирская и Гиперборейская платформы, Охотский массив); *2* — относительно приподнятый срединный массив; *3* — рифейская геосинклиналь; *4* — интрагеосинклиналь, прогибавшаяся преимущественно в нижнем палеозое; *5* — интрагеосинклиналь, прогибавшаяся преимущественно в среднем палеозое; *6* — передовой прогиб; *7* — предполагаемая палеозойская геосинклиналь; *8* — участки выхода на поверхность палеозойских пород

являлся частью поднятия, которое протягивалось вдоль берега современного Охотского моря вплоть до м. Тайгоноса на северо-востоке и было устойчиво в течение всего палеозоя, то несколько сокращаясь, когда с северо-запада на него надвигалась морская трансгрессия, то расширяясь. В то время Приохотское поднятие объединялось с поднятием Колымского и Омолонского массивов. Двумя рукавами в эту область проникала с севера Яно-Колымская геосинклиналь. Южно-Верхоянский и Верхне-Индигирский прогибы обходят с запада и востока Охотский массив, но оба прогиба в палеозое выклинивались, не достигая современных берегов Охотского моря. На рис. 36 приведена палеотектоническая схема этой области перед отложением так называемого верхоянского комплекса, т. е. перед верхним карбоном. Дальнейшая история той же области связана с развитием геосинклинальных условий в верхнем палеозое и мезозое и будет рассмотрена позже.

В Корякско-Камчатской складчатой зоне палеозойские отложения заведомо присутствуют, но изученность их совершенно недостаточна, чтобы можно было сказать что-либо по поводу их истории и даже их простирания.

Северную часть Чукотского п-ова занимают обширные выходы гнейсов, по-видимому, докембрийского возраста, перекрытых известняками ордовика.

Восточная окраина океана

На всем протяжении Кордильер Северной Америки в общем параллельно берегу Тихого океана протягивается палеозойская геосинклиналь (Ирдли, 1954; Eardley, 1962).

Выше уже указывалось, что в северной и центральной Аляске выходы палеозойских пород сосредоточены вдоль осевой части полуострова — в хребте Брукс, на п-ове Сьюард, центральном плато и о-ве Александер. После накопления геосинклинальных палеозойских осадков очень большой мощности в конце палеозоя здесь произошло поднятие, разделившее территорию Аляски на северный и южный прогибы. В некоторых районах есть признаки складкообразования в нижнем девоне, что отвечает, видимо, концу каледонского цикла.

Палеозойские породы юго-восточной Аляски носят геосинклинальный характер и представлены отложениями от ордовика до перми. Широко распространены граувакки, песчаники и сланцы, а также лавы андезитового состава. В конце силура появляются красноцветные породы и силур отделен от среднего девона угловым несогласием. Средний девон начинается конгломератами и граувакками и содержит большое количество вулканических пород. Вверху среднего девона, в верхнем девоне и карбоне преобладают известняки. В конце карбона наблюдается несогласие. Новое несогласие отмечается после накопления конгломератов, песчаников, известняков и лав перми. Общая мощность палеозойских отложений не менее 8000 *м*.

Мощные, в значительной степени метаморфизованные, палеозойские породы распространены по всей ширине Кордильер — от Скалистых гор до Тихого океана. На северо-западе Канады эти породы недостаточно изучены. Лучше они изучены на юге Британской Колумбии и в США. Схемы изопахит показывают сложное расчленение на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, в общем вытянутые параллельно краю материка, но в Южной Калифорнии простирающиеся перпендикулярно к берегу (рис. 37). Отсутствие выходов палеозоя непосредственно у берега не дает возможности выяснить, продолжается ли такое несогласное простирание вплоть до края океана или же оно успевает измениться на протяжении последних 500 *км*.

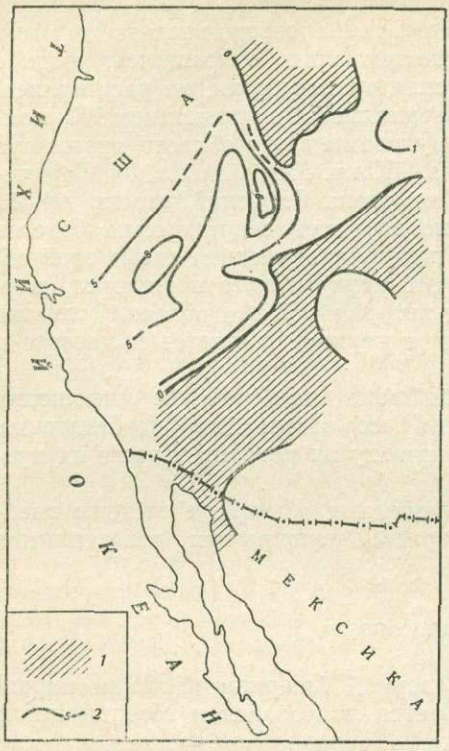


Рис. 37. Изопахиты ордовика в юго-западных штатах США. *По Ирдли, 1962*

1 — области нулевых мощностей; *2* — изопахиты в тысячах футов

В течение кембрия происходили трансгрессия, накопление терригенных отложений (граувакков, яшм, песчаников, сланцев), сменившиеся *в верхнем кембрии преимущественным* отложением известняков. Мощность кембрия измеряется тысячами метров. Разнообразными породами представлен ордовик (кварциты, сланцы, известняки, яшмы), также имеющий большую мощность.

В силуре произошла регрессия (доломиты и терригенные отложения), и мощность силурийских отложений не превышает 1000 *м*.

Существенные изменения произошли в конце девона или в начале карбона, когда в геосинклинали образовался ряд новых поднятий. Наибольшее значение имело поднятие Антлер, вытянутое преимущественно в меридиональном направлении, но на юге, поворачивавшее, вместе с другими тектоническими зонами, на юго-запад и поэтому расположенное под прямым углом к береговой линии Южной Калифорнии. Это поднятие разделило геосинклиналь на западную и восточную части, в дальнейшем сильно различавшиеся по развитию. Оно было активным до конца палеозоя и даже в мезозое, что вело к сносу с него грубообломочного материала на запад и на восток. В нижнем карбоне накопилось до 3000 *м* таких осадков. В значительной степени песчаниками и конгломератами *представлены и мощные средне- и верхнекаменноугольные отложения.*

Пермский период был временем интенсивного вулканизма, когда образовались толщи вулканических пород (туфов, агломератов, андезитовых и базальтовых лав) мощностью в тысячи метров. В конце перми палеозойские породы были смяты в складки.

Следует отметить, что в ряде мест для некоторых систем палеозоя устанавливается их распространение на запад вплоть до берега Тихого *океана. Это относится к ордовикским отложениям в юго-восточной* Аляске, к силурийским породам в горах Кламси, к палеозойским породам на тихоокеанском побережье Канады. Привлекает внимание также то обстоятельство, что более сложные геосинклинальные условия (эвгеосинклинальные), характеризующиеся более сильными магматизмом, метаморфизмом и дислокациями, наблюдаются в западной полосе, приближенной к Тихому океану, тогда как для восточной полосы характерны *более периферические (миогеосинклинальные) условия.*

Ряд исследователей, исходя из палеогеографических соображений (направление приноса вулканических туфов, граувакков и другого обломочного материала), пришли к выводу о существовании в течение палеозоя либо суши, либо, по крайней мере, вулканического архипелага к западу от западного берега США (Weaver, 1945, 1949). Первоначально такое предположение было сделано Шухертом, который назвал эту предполагаемую сушу Каскадией. Если в новейших работах идея Каскадии не возоб-

новляется (ср., например, Ирдли, 1954, и Eardley, 1962), то это связано не с пересмотром геологических аргументов, а с геофизическими данными о различии в строении континентальной и океанической коры, что, по мнению многих, делает невозможным образование океана на месте бывшей суши.

Полоса палеозойских пород продолжается из Кордильер США в Мексику, где она занимает тихоокеанскую сторону этой страны (Eardley, 1962; Guzman, Cserna, 1963). В северной части последней в Сьерра Мадре Оксиденталь палеозойские породы выходят пятнами среди покрова молодых эффузивов, а южнее — в Сьерра Мадре дель Сур — они покрывают большие площади. Это — различные метаморфические породы. Изученность их недостаточна для какого-либо расчленения. По-видимому, гнейсы и метаморфические сланцы относятся к нижнему палеозою, а граувакки и филлиты к верхнему палеозою. На крайнем юге страны, переходя на территорию Гватемалы, где он поворачивает на северо-восток, протягивается «Пермский складчатый пояс», о котором уже шла речь выше. Точно так же мы говорили и о Панамском перешейке, который считаем молодой вулканической дугой.

В Кордильерах Южной Америки (рис. 38) докембрийские и палеозойские породы выходят в Береговом хребте и на срединном массиве Пуна (Очерки по геологии Южной Америки, 1959; Белоусов, 1963а; Sonnenberg, 1963). В Береговом хребте древний комплекс представлен разнообразными, плохо изученными метаморфическими породами, расчленение которых пока невозможно. Полоса этих пород наиболее широка (до 150 *км*) в южных районах Чили, но севернее, простираясь под острым углом к берегу океана, она на широте Сантьяго срезается берегом. Узенькие полоски тех же пород, явно срезанные океаном, появляются в прибрежной зоне в южной части Перу и на юге Эквадора.

Основные поля развития палеозоя приурочены к срединным массивам. Самый крупный находится в Боливии, где массив Пуна непосредственно граничит на востоке с предгорными равнинами. К югу эта зона наискось выходит за пределы современного хребта, постепенно спускаясь к равнинам Пампы северо-западной Аргентины. На ее простирании среди платформы расположены плосковерхие сундучные глыбовые поднятия. К северу зона срединного массива протягивается в Перу узкой полосой, которая выклинивается, скрываясь под покровом мезозойских пород в верховьях р. Мараньон. Еще севернее, в Эквадоре, эта зона снова появляется и протягивается вплоть до Карибского моря, немного расширяясь к северу. Зона сложена докембрийскими и палеозойскими породами, которые местами прикрыты континентальными верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями.

Чередование формаций показывает наличие в палеозое двух тектонических циклов — каледонского и герцинского. Каледонский цикл начинается накоплением известняков, сланцев и песчаников кембрия и глинистых сланцев с граптолитами ордовика, а заканчивается грубыми песчаниками и тиллитами силура, которые лежат на предыдущих породах с перерывом и угловым несогласием.

После нового перерыва и несогласия накапливались мощные сланцы, песчаники и граувакки девона и нижнего карбона, выше которых залегают красноцветные породы и тиллиты, а также угли среднего и верхнего карбона и перми. В последней много вулканогенных пород (мелафиров). Для всего палеозоя отмечаются переход в прибрежные фации и выклинивание многих свит от осевой зоны срединного массива к востоку. В конце палеозоя произошла складчатость и срединный массив был поднят.

Попробуем подвести некоторые итоги нашему рассмотрению домезозойской тектоники по периферии Тихого океана. На западе на внешней периферии, т. е. на границе между краевыми морями, лежащими за ост-

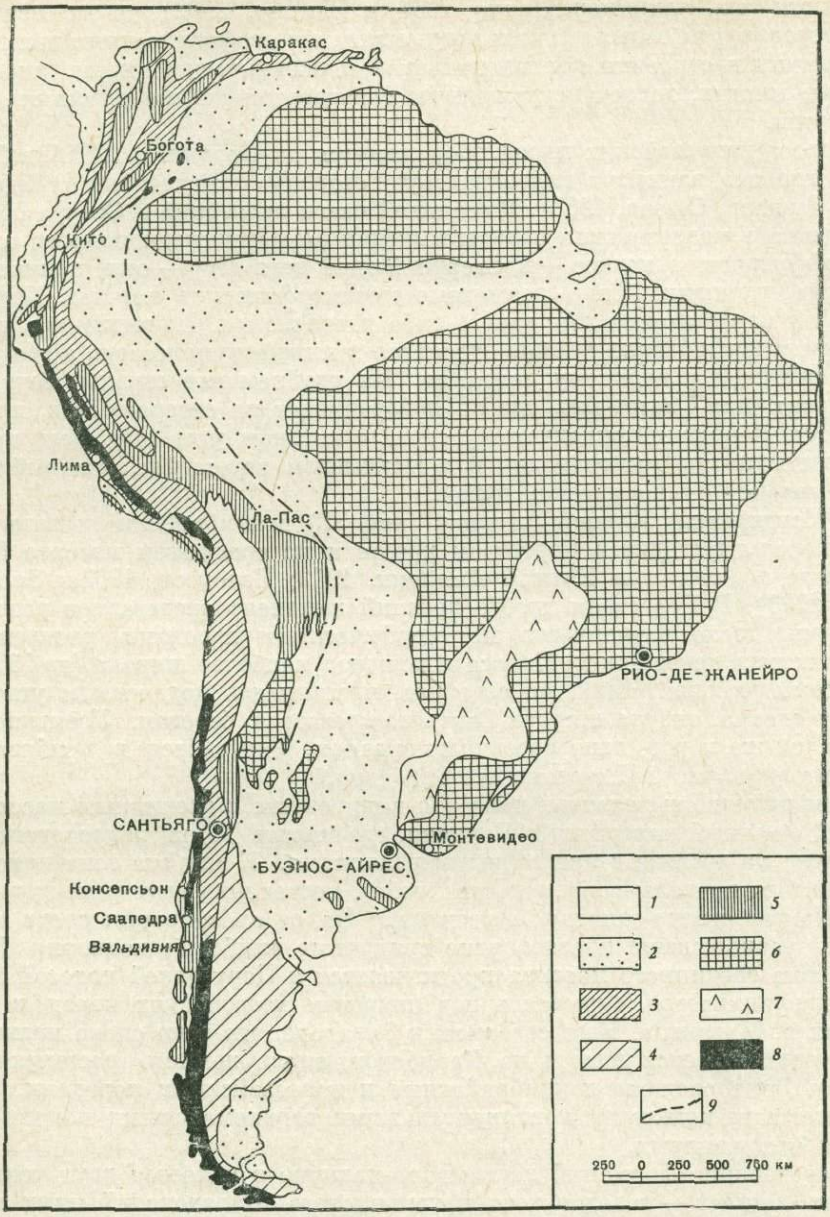


Рис. 38. Схема геологического строения Анд. Составил В. В. Белоусов

1 — неогеновые и четвертичные породы в Андах; *2* — преимущественно третичные породы; *3* — преимущественно мезозойские породы в области геосинклинального накопления; *4* — преимущественно мезозойские породы в области парагеосинклинального накопления; *5* — преимущественно палеозойские породы; *6* — преимущественно докембрийские породы; *7* — траппы Бразильского щита; *8* — андийские граниты мелового возраста; *9* — предположительная граница передового прогиба Анд

ровными дугами и материками, наблюдается резко выраженное несогласие между домезозойской структурой материков и краем морей. Последние наложены на древнюю континентальную структуру. Во многих местах домезозойские структурные зоны срезаны краями глубоких впадин краевых пород (в Тасмановом и Коралловом морях, в Индонезии, Юго-Восточном Китае и Корее).

Следовательно, на внешней западной периферии Тихого океана взаимоотношения между домезозойской структурой материка и островов, с одной стороны, и глубоководными впадинами — с другой, сходны с теми, которые устанавливаются для периферии атлантического типа.

Сложнее дело обстоит с внутренней периферией Тихого океана на западе и всей восточной его периферией. Здесь можно констатировать в общем плане параллелизм простираний палеозойских структурных комплексов и края океана. Такой общий параллелизм отмечен на Новой Зеландии, в Японии и почти на всем протяжении Кордильер Северной Америки и Анд Южной Америки.

Однако общий параллелизм не исключает вполне заметного несогласия, так сказать, второго порядка, между простираниями палеозойских структур и краем океана. И в еще большем количестве случаев можно констатировать поперечное или косое срезание тех же структур между островами или продольное срезание там, где данная зона заведомо распространялась в поперечном направлении в пределы современного океана. Так, мы отмечали изгибы палеозойской складчатой зоны в Японии, несогласные с краем океана. В свое время должна была существовать непосредственная связь между палеозойскими складчатыми зонами Филиппин, Тайваня и Японии. Для Кордильер Северной Америки мы отмечали признаки распространения палеозойской геосинклинали к западу от современного побережья, а также несогласное простирание палеозойских тектонических зон в Калифорнии относительно края океана. Значительные уклонения от параллелизма между простиранием палеозойских тектонических зон и берегом Тихого океана были отмечены в Центральной Америке. Меньшее, но все же заметное несогласие отмечалось и для прибрежной части Анд Южной Америки. Остаются неразъясненными два наиболее интересных случая: притыкание под чрезвычайно большим углом к внутренней периферии океана палеозойских складчатых зон в Восточной Австралии (в сочетании с Новой Гвинеей) и на Борнео (в сочетании с Филиппинами).

По-видимому, нет оснований говорить о каких-то специфических чертах развития палеозойских геосинклиналей тихоокеанской зоны. Там, где палеозойские толщи удовлетворительно изучены, можно выделить каледонский и герцинский тектонические циклы в их обычных временных пределах. Каледонский цикл заканчивается в силуре или начале девона, а герцинский — в перми или триасе. Формации пород, развитые в палеозойских геосинклиналях, носят обычный геосинклинальный характер. Таким же обычным геосинклинальным является магматизм. На подчинение палеозойских геосинклиналей, окружающих Тихий океан, обычным закономерностям геосинклинального развития указывал Б. А. Петрушевский (1964).

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЕ РАЗВИТИЕ

Обратимся теперь к мезо-кайнозойской структурной истории периферии Тихого океана. Повсеместно зона интенсивных тектонических и вулканических мезо-кайнозойских процессов находится внутри полосы палеозойской складчатости, ближе к берегу Тихого океана.

Тектонические и вулканические мезо-кайнозойские проявления на внутренней периферии Тихого океана имеют чрезвычайно разный характер. С одной стороны, в Кордильерах и Андах, а также на Новой Зелан-

дии, в Японии и на Новой Гвинее наблюдается цикл явлений, вполне типичный для геосинклинального развития. С другой стороны, в этой же зоне наблюдается очень простой комплекс молодых вулканических проявлений и глыбовых движений земной коры, который никак не может считаться отвечающим тому, что обычно понимается под геосинклинальным развитием. В этих случаях скорее следует говорить о возникновении трещин в земной коре и о подъеме по ним магматического материала. Таковы островные дуги «второго типа» (Белоусов, Рудич, 1960), такие, например, как Алеутская, Курильская, Бонино-Марианская, Рюкю, Меланезийская, Тонга, Кермадек.

Эти два типа тектонических комплексов — геосинклинальный и вулканический — местами перекрывают друг друга, а местами переходят друг в друга по простиранию. Интересно, что весьма обычным случаем является наложение молодой вулканической гряды на несколько более древнюю геосинклиналь. За пределами молодых геосинклиналей и вулканических дуг зоны развития палеозойской складчатости по периферии Тихого океана в мезо-кайнозое становятся платформами или срединными массивами.

Австралийский сектор

В восточной части Австралийского материка в течение триаса и юры образовались наложенные на складчатые палеозойские структуры изолированные впадины, в которых отлагались озерные угленосные отложения (Объяснительная записка к тектонической карте Австралии, 1965; Пущаровский, 1965; David, 1932; Voisey, 1959a, b). В юре озера стали больше. В апте и альбе отлагались морские глины и песчаники с аммонитами, а в сеномане и туроне — пресноводные осадки Большого артезианского бассейна, перекрывшие на большой площади каледонскую складчатую зону и восточный край древней Австралийской платформы. Мощность этих осадков до 1200 *м*. В эоцене и олигоцене почти повсеместно был перерыв в накоплении осадков и только в Виктории отлагались слои с растительными осадками и образовались потоки базальтов. Первыми отложениями, связанными с современной береговой линией и, повидимому, указывающими на образование современных восточных контуров материка, являются мио-плиоценовые, развитые вдоль берега, особенно у Мельбурна. Накопление этих отложений сопровождалось излиянием базальтов.

Своеобразна *геосинклиналь Новой Зеландии*, развивавшаяся в течение верхнего палеозоя и мезозоя (Пущаровский, Афремова, 1965; Буртман, 1965; Вуд, Гринли, Харрингтон, 1963). Она занимает внешнюю, юго-восточную, часть обоих островов. На большем протяжении она протягивается согласно простиранию островов, но на юге резко изгибается, меняя юго-западное простирание на юго-восточное и широтное. В геосинклинали накапливались андезиты, спилиты, кератофиры, серпентиниты, граувакки и аргиллиты карбона и нижней перми (до 6 *км*), конгломераты, песчаники и туфы триаса (до 6 *км*) и песчаники и аргиллиты нижней и средней юры (до 4,5 *км*). Затем произошли поднятие, складчатость и сформировался крутобокий и плосковерхий Новозеландский антиклинорий с кристаллическими сланцами и метаморфическими породами верхнего палеозоя в ядре и породами триаса и юры на крыльях. В синклинории, лежащем к юго-востоку от главного антиклинория, на перечисленных породах с угловым несогласием отложились морские и пресноводные слои верхней юры и нижнего мела, после чего во внутренней части геосинклинали снова имела место складчатость, которая, однако, не захватила периферическую зону геосинклинали. Несогласно залегают аргиллиты верхнего мела и согласно на нем — разнообразные кайнозой-

ские отложения (около 10 000 *м*). Начиная с верхнего мела, породы дислоцированы слабо, образуя лишь пологие поднятия и прогибы.

Из магматических пород следует отметить ультраосновные и основные интрузии и эффузии верхнего палеозоя, спилиты и кератофиры в нижнемезозойских граувакковых толщах, основные интрузии и базальты юры и нижнего мела, базальты верхнего мела и палеогена. Более молодой вулканизм, с большой силой охвативший оба острова, будет рассмотрен ниже.

Взаимоотношение верхнепалеозойской — мезозойской геосинклинали Новой Зеландии с более древним структурным комплексом, занимающим полосу вдоль северо-западного ее побережья, представляет собой объект дискуссий. Известно, что в южной части Южного о-ва, где Новозеландский

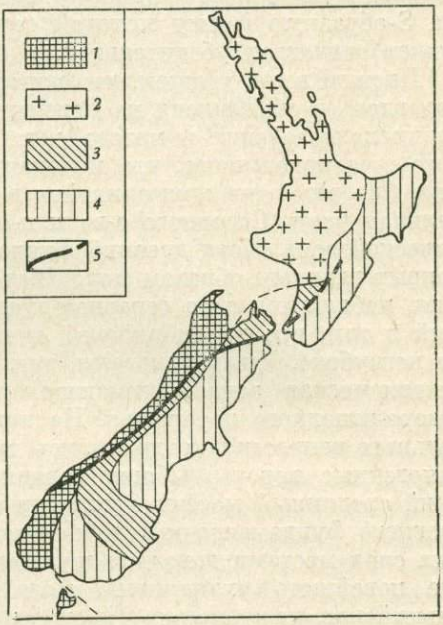


Рис. 39. Схема строения Новой Зеландии. Составил В. В. Белоусов

1 — метаморфические допалеозойские и нижнепалеозойские породы, частично с маломощным, несогласно залегающим покровом меловых и неогеновых отложений; *2* — метаморфические допалеозойские и нижнепалеозойские породы под толщей преимущественно четвертичных лав, неогеновых отложений, а также триасовых и юрских отложений, выполняющих отдельные прогибы; *3* — метаморфизованные породы верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (Центральное поднятие в мезозойской геосинклинали); *4* — мезо-кайнозойские отложения, смятые в складки; *5* — «альпийский разлом»

антиклинорий поворачивает на восток, контакт молодого и древнего структурных комплексов нормальный: на древних метаморфических породах, слагающих крайний юго-запад страны, трансгрессивно залегают породы верхнего палеозоя. К северо-востоку отсюда они сначала полого спускаются в синклинорий, а затем, по другую его сторону, круто поднимаются на крыло главного антиклинория, при этом значительно увеличивая свою мощность (рис. 39).

Но, начиная от хребта Оливинового, где антиклинорий приобретает северо-восточное простирание, молодой геосинклинальный комплекс обрезан с северо-запада продольным разрывом, который почти прямолинейно протягивается вплоть до пролива Кука. Это — получивший широкую известность «Альпийский разлом» Новой Зеландии. По нему верхнепалеозойские породы ядра главного антиклинория приходят в тектоническое соприкосновение с докембрийскими и нижнепалеозойскими породами северо-западной полосы. На значительном протяжении эти древние породы прикрыты мио-плиоценовыми и четвертичными отложениями. На севере Южного о-ва Альпийский разлом расщепляется на ряд более мелких разломов, продолжение которых на Северном о-ве может быть найдено лишь весьма условно.

В настоящее время распространением пользуется идея сдвиговой природы этого разлома (Буртман, 1965; Wellman, 1955). Предполагается, что

продолжение на северо-запад южного отрезка верхнепалеозойской — мезозойской геосинклинали следует видеть на п-ове Окленд и что эти два отрезка смещены друг относительно друга в результате правого сдвига, амплитуда которого оценивается не менее чем в 450 *км*. Непосредственные факты указывают лишь на горизонтальное смещение вдоль одной из ветвей Альпийского разлома на севере Южного о-ва на 60—120 *м* со времени последнего оледенения (Bowen, 1954; Stevens, 1958; Wellman, 1955). Одновременно произошли приблизительно равноценные вертикальные смещения. Несколько менее ясные данные позволяют предполагать, что могли иметь место горизонтальные смещения до 1,5 *км* со времени последнего межледникового периода. Все остальные выводы о смещениях на сотни километров, осуществлявшихся с конца юры, представляют собой далекую экстраполяцию указанных цифр, подкрепленных ссылкой на S-образную форму молодой геосинклинали. Такая экстраполяция не может считаться убедительной.

Прежде всего укажем, что поворот молодой геосинклинали на юго-запад вдоль п-ова Окленд на Северном о-ве более чем сомнителен. Полосы верхнепалеозойских и мезозойских пород на геологической карте Северного о-ва показывают, что молодая геосинклиналь протягивается через весь Северный о-в прямолинейно в северо-восточном направлении. Центральная часть Северного о-ва и п-ов Окленд принадлежат другой тектонической зоне. Хотя древний фундамент нигде здесь не выходит, будучи покрыт главным образом молодыми вулканическими породами, простирания, наблюдаемые на северном конце Южного о-ва, не оставляют сомнений в том, что докембрийский и нижнепалеозойский фундамент залегает неглубоко. Иными словами, очевидно, что в эту область протягивается тектоническая зона, занимающая на Южном о-ве узкую полосу вдоль северо-западного побережья. На поверхности древнего фундамента в отдельных депрессиях сохранились триасовые и юрские осадочные и вулканогенные породы. Общая картина чрезвычайно напоминает Венгерский срединный массив, где среди широкого поля неглубоко залегающего древнего фундамента имеются отдельные мезозойские депрессии, в которых слои местами довольно интенсивно дислоцированы. Широкое развитие новейшего вулканизма, столь свойственного срединным массивам альпийских геосинклиналей, дополняет картину. Таким образом, северо-восточное простирание п-ова Окленд не имеет отношения к простиранию молодой геосинклинали. Оно явилось следствием того, что молодые, по-видимому, глыбовые движения вырезали в этом направлении блок срединного массива, поднятый среди других кусков, опущенных на дно моря. Обстоятельством, подкрепляющим наше сомнение в сдвиговой природе Альпийского разлома, является отсутствие его отчетливого продолжения на Северном о-ве.

Для подтверждения идеи сдвига необходимо также, чтобы древние толщи юго-западного окончания Южного о-ва и его северо-западного побережья были отделены друг от друга разломом. Существование такого разлома к юго-западу от хребта Оливинового весьма сомнительно: геологические данные указывают скорее на непосредственную связь этих двух массивов древних пород.

Несомненны вертикальные движения по Альпийскому разлому. Рассмотрение его истории показывает, что он, видимо, уже существовал во время накопления геосинклинальных толщ верхнего палеозоя — нижнего мезозоя и отделял погружавшуюся геосинклиналь от поднимавшегося участка древних метаморфических пород. Позже, в эпоху инверсии (в конце средней юры), движения стали обратными, и с тех пор поднимается горный хребет, сложенный породами молодой геосинклинали, тогда как полоса метаморфических пород вдоль берега Тасманова моря опускается. Вдоль этого разлома в последнее время происходит надвигание метамор-

фических сланцев не только на древние граниты, но и на морену, возраст которой 100 000 лет (Bowen, 1954). Амплитуда надвигания на морену около 300 *м*, причем вертикальный разрыв в верхней части становится пологим (30°). История развития Альпийского разлома в нашем понимании изображена на рис. 40.

Начиная с миоцена Новая Зеландия сделалась ареной сильного вулканизма. На Южном о-ве п-ов Банкс образован двумя большими вулканами гавайского типа, сложенными потоками и пирокластами базальтов. Эти вулканы действовали до позднечетвертичного времени. Другой центр

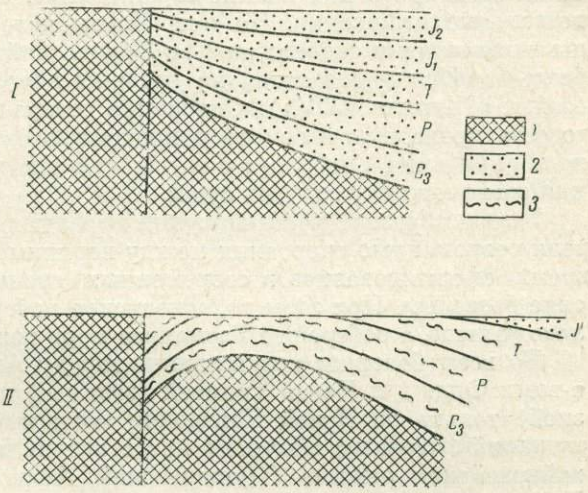


Рис. 40. Схема истории формирования структуры Южного о-ва Новой Зеландии. Составил В. В. Белоусов

1 — доинверсионная стадия; накопление нормальных осадочных толщ в геосинклинали рядом с поднятым блоком метаморфических древних пород; *II* — инверсия и метаморфизм; образование центрального поднятия, сложенного метаморфизованными породами верхнего палеозоя и триаса. *1* — допалеозойское и нижнепалеозойское метаморфическое основание; *2* — нормальные геосинклинальные осадки; *3* — метаморфизованные геосинклинальные породы

мио-плиоценового основного вулканизма лежит южнее — в районе Данидина. Вулканические излияния здесь имеют щелочной характер. На широких площадях известны андезитовые, дацитовые и риолитовые излияния на севере Северного о-ва и п-ове Окленд. Вулканические поля объединяются в полосы северо-западного простирания, соответствующего простиранию полуострова.

В четвертичное время главная вулканическая деятельность сместилась на Северном о-ве в центральные районы, в полосу от горы Эгмонт до залива Пленти. Происходили андезитовые и базальтовые излияния и на п-ове Окленд, но действующие вулканы сохранились лишь в центральной полосе острова. На Южном о-ве четвертичный вулканизм проявился слабо.

Структура Новой Зеландии резко срезана берегами страны. По простиранию она срезана на юге и на севере. На юге особенно эффектно срезание всего молодого геосинклинального комплекса, где сформировавшийся в мезозое антиклинорий обрезается берегом под прямым углом. Несомненно, что он срезается и верхней частью континентального склона, отделяющей шельф от краевого Новозеландского плато. На севере срезанные молодые структуры направляются в сторону подводных поднятий и о-вов Кермадек и Тонга, о которых речь будет дальше.

Но срезание происходит и в поперечном направлении — на северо-западном и юго-восточном побережьях. В первом случае совершенно очевидно, что массив древних пород не заканчивался у современного берега, а распространялся на какое-то расстояние в район Тасманова моря. Следует отметить, что у юго-западного угла Южного о-ва большие глубины, превышающие 4000 *м*, очень близко подходят к берегу. На п-ове Окленд устанавливается принос обломочного материала в юрское время с северо-востока, из районов, сейчас залитых морем (Horood, 1961).

Когда оформились о-ва Новой Зеландии в их современных очертаниях? В разных местах побережья ответ на этот вопрос несколько различен. Побережье в районе срезания молодых геосинклинальных структур на юго-востоке Южного о-ва могло оформиться уже в верхнем мелу, судя по соотношениям между породами верхнего и нижнего мела. Решение этого вопроса зависит от будущего изучения Новозеландского подводного плато и плато Чатам. Весьма возможно, что они оба принадлежат к разряду краевых плато и представляют собой погрузившиеся шельфы. Поэтому строение плато представляет исключительный интерес. Но пока наши сведения о них крайне ограниченны. На плато Чатам указываются неогеновые отложения. На о-ве Чатам известны кристаллические сланцы и известняки сенона; на о-ве Баунти найдены граниты, а на о-ве Кэмпбелл — габбро и базальты, на которых несогласно залегают миоценовые осадки (Штилле, 1964а). Опускание северо-западного побережья Южного о-ва произошло в эоцене и продолжалось в мио-плиоцене. Для северного окончания Северного о-ва миоцен указывается как время образования современных контуров суши.

Таким образом, участки суши, образующие Новую Зеландию, приобрели современные очертания между верхним мелом и миоценом. В это же время сформировались в современных границах и окружающие их морские бассейны. При этом тихоокеанское побережье, по-видимому, оформилось раньше, а побережье Тасманова моря позже.

Во всем большом треугольнике между Австралией, Новой Зеландией, о-вами Фиджи и Новой Гвинеей (этот район обычно называется Меланезией) только на Новой Каледонии геологический разрез и характер дислокаций отвечают обычным представлениям о геосинклинальном мезокайнозойском режиме (Пущаровский, Афремова, 1965; Штилле, 1964а). В течение верхнего палеозоя, триаса и юры здесь накапливалась преимущественно мощная толща граувакков. Распределение фаций указывает на наличие в это время суши к юго-западу от острова. Можно предположить, что в район, лежащий между Новой Каледонией и Австралией, ныне занятый южной частью Кораллового моря, распространялась палеозойская складчатая зона Восточной Австралии, поднявшаяся в конце палеозоя и питавшая обломочным материалом молодую геосинклиналь, лежавшую к северо-востоку.

Верхняя юра и мел представлены на Новой Каледонии черными сланцами с пластами углей. Нижняя часть эоцена представлена черными фтанитами с линзами известняков. После отложения этой свиты образовалась складчатость, и верхняя часть эоцена сложена брекчиями и микробрекчиями из всех более древних пород. Позже изливались базальты и андезито-базальты.

Помимо гранитных и габбровых интрузий, среди перечисленных пород залегают большие массивы ультраосновных пород. Рассмотрение профиля через остров позволяет высказать предположение, что эти массивы имеют непосредственное отношение к механизму складкообразования. Действительно, серпентиниты внедряются в ядро большой антиклинальной складки, которая может рассматриваться как складка нагнетания.

Параллельно Новой Каледонии протягивается цепочка атоллов Лоялти, где рифовые известняки имеют возраст миоценовый, плиоценовый и четвертичный. Рифы выросли на основании из ультраосновных пород.

Новая Каледония подводным хребтом Норфолк почти соединяется с Северным о-вом Новой Зеландии. Нет данных, чтобы приписывать этому хребту определенное тектоническое значение.

Все остальные острова, лежащие в указанном большом треугольнике Меланезии, могут быть охарактеризованы как островные дуги второго типа. Строение их представляет собой результат совместного действия вулканических процессов и глыбовых движений.

В архипелагах Тонга и Кермадек наиболее древними породами являются (на о-ве Эуа) андезитовые туфы и лавы, риолиты и дациты, частично неопределенного доэоценового возраста, частично нижнеэоценовые (Пущаровский, Афремова, 1965). Эти породы были деформированы глыбовыми дифференциальными движениями, создавшими местами крутое залегание слоев, после чего несогласно отложились верхнеэоценовые известняки и далее — миоценовые туфы. В плиоцене и четвертичном периоде образовывались рифовые известняки. Многие острова представляют собой просто молодые (плиоценовые и постплиоценовые) или современные андезитовые вулканы.

На о-вах Фиджи наиболее древние видимые породы — массивные известняки и туфы верхнего эоцена; на них с перерывом лежат базальты брекчии, аргиллиты и известняки нижнего миоцена. Андезитами, сопровождавшимися кварц-диоритовыми и габбровыми интрузиями, представлен средний миоцен. В мио-плиоцене отлагались конгломераты, брекчии, аргиллиты и песчаники, а в верхнем плиоцене — известняки и мергели, а также изливались базальты. Для ряда эпох устанавливается наличие источника обломочного материала к югу от архипелага.

Дислокации связаны с глыбовыми вертикальными движениями, осложненными образованием кальдер и механическим воздействием на слои многочисленных основных и средних интрузий. Весь архипелаг принадлежит огромной кальдере, чем объясняется круговое расположение островов (Bartholomew, 1959a, b, 1960; Houtz, 1958, 1959, 1960; Ibbotson, 1960, 1961, 1962).

Ново-Гебридские о-ва имеют цоколь, сложенный ультраосновными породами, габбро, кварцевыми диоритами и амфиболитами. На этих сильно перетертых породах залегают туфы, брекчии и андезиты домиоценового возраста. Далее следуют известняки миоцена, вулканогенные породы и песчанистые аргиллиты плиоцена. Дислокации носят глыбовый характер (Пущаровский, Афремова, 1965; Штилле, 1964а).

Соломоновы о-ва построены сходным образом. Фундамент здесь образован вертикально рассланцованными и метаморфизованными амфиболитами, зелеными лавами, яшмами, базальтами, диоритами, андезитами. В эти породы внедрены ультраосновные интрузии. Поверх них несогласно залегают известняки, песчаники и пирокласты миоцена, глины, туфы и конгломераты плиоцена, а также лавы и туфы четвертичной системы. Дислокации всех пород от миоцена и выше вызваны глыбовыми и вертикальными движениями. Образовались также купола и валы, на сводах которых возникли грабены растяжения (Geological reconnaissance..., 1957; Coleman, 1957—1958a, b).

Совершенно такое же строение имеет о. Новая Британия.

На Новой Ирландии известны развальцованные изверженные породы, на которых лежат известняки и глауконитовые песчаники олигоцена, известняки миоцена и плиоцена и плейстоценовые эффузивные породы. Современные рифы подняты на высоту 1250 *м* над уровнем моря.

Следует подчеркнуть, что на всех островах Меланезии мощность осадочных толщ очень невелика и для отдела измеряется обычно сотнями метров.

В целом характер геологического разреза и структуры островов в пределах указанного треугольника (кроме Новой Каледонии) свидетельствует не о геосинклинальном развитии этих участков, а о связи формирования островов с трещинами в земной коре и с подъемом по ним эффузивного и интрузивного материала ультраосновного, основного и среднего состава. Этот выжатый по трещинам материал образует «фундамент», возраст которого не удается определить. Судя по тому, что на некоторых островах «фундамент» покрывается эоценовыми породами, возраст его должен быть мезозойским. Но в других местах он может быть и

палеогеновым. Выжатый по трещине материал образовал валы, наземные или подводные, на которых отложились последующие серии осадочных и вулканогенных пород.

Связь этих структур с разрывами в земной коре иллюстрируется взаимным расположением и формой островов. О-ва Кермадек и Тонга вытянуты по прямой линии длиной около 3000 *км*. Почти прямолинейные группы образуют о-ва Новые Гебриды и Соломоновы. Но кроме прямолинейных разрывов в земной коре возникали круговые разломы, по-видимому, оконтуривавшие округлые области опускания, типа очень больших кальдер. На такую природу о-вов Фиджи мы уже указывали. Круговое расположение характеризует острова к северу от Новой Гвинеи. К этой группе принадлежат Новая Британия, Новая Ирландия, Адмиралтейства, Западные, Мусау, концентрическими грядами окружающие Ново-Гвинейское море, которое, видимо, следует рассматривать как огромную кальдеру или «кратер опускания», окруженный концентрическими разломами.

Исходя из изложенного, моря Коралловое, Фиджи и Тасманово должны рассматриваться как молодые впадины, время образования которых преимущественно миоценовое. Сложный рельеф дна этих морей следует связывать с неравномерным опусканием земной коры. Подводные хребты Лорд-Хау и Норфолк на значительном протяжении простираются меридионально, на юге поворачивают на юго-восток и с этим направлением, перпендикулярным к простираниям тектонических зон на Новой Зеландии, подходят к последней. По другую сторону Новой Зеландии расположено подводное Новозеландское плато, очертания которого также не согласуются с простиранием геосинклинали Новой Зеландии. Особый интерес представляет плато Квинсленд, расположенное к востоку от Большого Барьерного рифа на глубине около 1000 *км*, имеющее в ширину около 600 *км*. Это типичное краевое плато, видимо, являющееся опущенной частью шельфа. Г. Менард (1966) предполагает в этой области Тихого океана существование ныне распавшегося Меланезийского поднятия.

Эти данные еще раз указывают на наложенный по отношению к более ранним геосинклинальным структурам характер движений земной коры, вызвавших образование морей Меланезии.

В некоторых тектонических построениях северная граница описываемого треугольника между о-вами Тонга и Соломоновыми рассматривается как огромный левый сдвиг. Никаких реальных данных в пользу этой точки зрения нет. Полоса вулканов и очагов землетрясений, тесно ассоциирующихся с внутренней периферией океана, протягивается не по этой линии и не прерывается, а образует непрерывную дугу через о-ва Фиджи и Новые Гебриды. Это делает предположение о сдвиге по меньшей мере ненужным. Соображения против сдвига высказывает и Л. Сайкс (Sykes, 1966).

Мезо-кайнозойские геосинклинальные условия характеризуют Новую Гвинею (Архипов, 1964; Smith, 1965). После поднятия, завершившего герцинский тектонический цикл, новое геосинклинальное прогибание в узкой зоне вдоль оси острова началось в юре и продолжалось в мелу. В это время в прогибе накопились 7—8 *км* типичных геосинклинальных осадков (граувакки, песчаники, сланцы). Накопление сопровождалось основными излияниями и ультраосновными интрузиями. Палеоген был переходным временем, когда в геосинклинали сформировалась маломощная (200 *м*) пачка обломочных известняков и песчаников. В нижнем миоцене на месте геосинклинали образовалось поднятие, к северу и югу от которого в быстро развивавшихся прогибах отлагались миоценовые и плиоценовые грубые песчаники, глины и известняки. Их мощность достигает 3000 *м*, а может быть, и 5000 *м*. В основании прогибов миоцен местами лежит прямо на палеозойских метаморфических породах. Дислокации носили преимущественно глыбовой характер. На их фоне местами возникала складчатость гравитационного происхождения.

Филиппинский сектор

На Борнео после поднятия в триасе центральной полосы острова по обе стороны от нее — в северо-западной и юго-восточной частях острова — сформировались две зоны прогибания (Архипов, 1964; Liechti, 1960). Эти зоны слабо прогибались в течение юры и нижнего мела, когда накопилось всего несколько сотен метров различных морских осадков, но стали прогибаться чрезвычайно интенсивно в верхнем мелу и палеогене (свыше 10 000 *м* песчано-глинистого флиша). Неогеновые отложения сосредоточены вдоль берега, и их распространение уже соответствует современным контурам острова. Дислокации в мезозойских и кайнозойских породах связаны в основном с глыбовыми вертикальными движениями.

На Филиппинском архипелаге в его восточной части геосинклинальный режим начался в юре отложением конгломератов, граувакков и черных сланцев мощностью более 1500 *м* (Швольман, 1964; Gervasio, 1966). Эти отложения залегают несогласно на доюрском фундаменте, охарактеризованном ранее. Прогибание геосинклинали ускорилось в мелу, когда накапливались граувакки, спилиты и основные лавы общей мощностью до 5000 *м*. Все эти толщи были сильно дислоцированы, по-видимому, глыбовыми движениями, и с этого времени началась дифференциация геосинклинали на поднятия и прогибы преимущественно меридионального простирания. С этой стадией связаны крупные ультраосновные интрузии. Выше несогласно лежат породы палеоцена и эоцена, представленные конгломератами, граувакками, глинами и рифовыми известняками. В это время происходили кислые и средние излияния. Мощность всех этих пород около 1000 *м*. Усиление опускания в прогибах произошло в течение олигоцена — миоцена, когда накопилось свыше 5000 *м* грубых песчаников, глин и мелководных известняков.

В миоцене имела место главная складчатость, сопровождавшаяся внедрением гранитных батолитов и штоков кварцевого диорита, гранодиорита и диорита. В это время резко усилился контраст между поднимающимися и опускающимися участками, и в прогибах накапливались верхнемиоценовые молассы, сопровождавшиеся излияниями дацитов и андезитов. Пирокласты андезитов и дацитов продолжали образовываться и в плиоцене. Общая мощность отложений от верхнего миоцена до четвертичных 6—7 *км*.

Характер дислокаций определяется в основном крупными глыбовыми поднятиями и опусканиями. На границах между поднимающимися и опускающимися глыбами наблюдаются флексуры. В депрессиях развиты куполовидные и брахиантиклинальные пологие складки.

Существенным элементом строения Филиппин является так называемый Филиппинский разлом, который протягивается, как полагают, вдоль всей восточной части архипелага. Некоторые исследователи склонны видеть в нем крупный горизонтальный сдвиг (Allen, 1963). Однако внимательное рассмотрение существующих фактических данных показывает, что в пользу сдвига нет убедительных указаний; во многих местах структурные элементы переходят через разлом, сохраняя свою цельность. Разлом, видимо, является наложенным, плио-плейстоценовым и имеет значительную вертикальную амплитуду (Rutland, 1966).

У современных берегов Филиппинских о-вов повсеместно срезаются самые молодые структурные формы. Мы указывали на чрезвычайно расчлененный рельеф дна на периферии морей Целебесского и Сулу. Этот расчлененный рельеф непосредственно продолжает рельеф прилегающих участков суши, но на глубине свыше 1000 *м*. Поскольку на суше рельеф определяется тектоническим расчленением — горы отвечают поднятиям, а депрессии прогибам,— следует считать, что такой же тектонический рельеф сохраняется и на дне моря между островами и рядом с ними (Irving, 1951; Krause, 1966). Только плейстоценовые отложения залегают

по периферии островов так, что оказываются зависимыми от современных очертаний островов. Следовательно, по крайней мере последняя фаза расчленения на поднятые (острова) и опущенные (проливы и прилегающие участки моря) глыбы наступила чрезвычайно поздно — в начале четвертичного периода. Молодые поднятия срезаются и со стороны Тихого океана.

Дальневосточный сектор

Ранее мы указывали на то, что на территории Юго-Восточного Китая домезозойские структурные комплексы не соответствуют границе суши и моря (Основы тектоники Китая, 1962). После подъема в триасе эта часть *Китая подверглась в течение юры и мела большому раздроблению* [1]. *Оно* сопровождалось эффузивными и интрузивными проявлениями. Происходило общее опускание местности, и на опущенных глубинах накапливались озерные угленосные отложения. Степень раздробленности усиливалась к юго-востоку. После относительного тектонического спокойствия в палеогене наступила новая стадия усиленного опускания прибрежных участков суши главным образом в районе низовьев р. Янцзы и у Шаньдунского п-ова. Опускание продолжалось вплоть до нашего времени и сопровождалось излиянием базальтов.

В верхнеюрское время на южной оконечности *п-ова Кореи* образовался «Цусимский прогиб», несогласно наложенный на все более древние структуры. В нем накопилась озерная угленосная песчано-глинистая толща верхней юры и нижнего мела. В течение верхнего мела здесь происходили порфиритовые излияния и отлагались песчаники, сланцы и мергели с растительными остатками сеномана-турона. Покрываются эти отложения кислыми эффузивами дата-палеоцена. Палеогеновые и неогеновые породы развиты в отдельных грабенах и являются континентальными. Разрез венчается плиоцен-четвертичными базальтами и трахибазальтами.

На о-ве Тайвань герцинский складчатый фундамент был опущен в течение мезозоя и палеогена, после чего произошли складчатость и поднятие *в центральном антиклинории.*

О-ва Рюкю образуют три концентрических дуги, выпуклых к Тихому океану. Внутренняя дуга представлена цепью вулканов. Средняя дуга *характеризуется развитием палеозойских и кайнозойских пород, а внешняя* сложена преимущественно третичными и более молодыми отложениями.

Пермские известняки с фузулинидами были обнаружены на о-ве Окинава. На дислоцированных пермских известняках залегают морские отложения верхнего эоцена. Выше лежат андезитовые туфы, лавы и конгломераты миоцена. Разрез плиоцена начинается с андезитовых лав, туфов и конгломератов, а заканчивается конгломератами с гальками известняка.

В Японии после завершения герцинского тектонического цикла к востоку от образовавшегося центрального поднятия сформировалась геосинклиналь, которая развивалась в течение мезозоя и кайнозоя (Тихонов, 1964; Рудич, 1962; The geologic development..., 1965; Geology of Japan, 1963; Kobayashi, 1941). Она занимала восточную часть Японии и несомненно захватывала континентальный склон и какую-то часть прилегающих глубоководных впадин океана. Трансгрессия и заполнение геосинклинали начались уже в нижнем триасе, когда накапливались карбонатно-терригенные отложения. Кратковременная регрессия произошла в конце триаса. Поднятие, сопровождавшееся слабой складчатостью, было также в средней юре, тогда как верхняя юра характеризовалась трансгрессией. В это же время началось прогибание в осевой зоне о-ва Хоккайдо. В начале

[1] По мнению Б. А. Петрушевского (1964), раздробление Китайской платформы началось уже в среднем карбоне и достигло максимума в нижнем мезозое.

нижнего мела чередовались морские и континентальные отложения, а в конце нижнего мела в геосинклинали произошли частная инверсия и сильная складчатость, получившая название сакавской. Время ее наступления несколько различно в разных местах: от апта до сеномана. Одновременно со складчатостью образовались крупные гранитные батолиты.

В верхнем мелу в юго-западной Японии по обе стороны от возникшего в конце нижнего мела центрального поднятия накапливались очень мощные грубообломочные отложения. На Хоккайдо их образование продолжалось без перерыва в течение всего периода. С начала верхнего мела прогиб с Хоккайдо распространился на о. Сахалин. В течение палеогена и неогена происходило все большее расширение центрального поднятия. Но на Сахалине новое поднятие на месте зоны прогибания начало развиваться только в конце миоцена.

Совершенно иначе развивалась западная, примыкающая к Японскому морю, часть Японии, которая в конце палеозоя была охвачена поднятием. В системе альпийской геосинклинали эта зона являлась срединным массивом или устойчивой интрагеоантиклиналью. Накопление осадков здесь в течение мезозоя и палеогена происходило в отдельных впадинах и было маломощным. Оно часто характеризовалось континентальными угленосными фациями. Для большей части мезозоя и палеогена палеогеографические данные указывают на существование суши на месте Японского моря.

Резкое изменение условий произошло в начале миоцена, когда образовалась впадина Японского моря. Это событие, запечатлевшееся в распределении миоценовых пород и их фаций, сопровождалось сильным вулканизмом.

Раньше уже говорилось, что структурные комплексы Японии, возникшие в домезозойское время, срезаны современными краями Японских о-вов со всех сторон и что часть из них срезана континентальным склоном (на севере о-ва Хонсю, на южной оконечности Хоккайдо). Теперь мы можем прибавить к этому, что и мезо-кайнозойские структурные комплексы, образовавшиеся из геосинклинали восточной части Японии, срезаны краем океана и, вероятно, континентальным склоном. В особенности это относится к внешнему краевому прогибу, сформировавшемуся, когда в геосинклинали произошла частная инверсия. На суше виден лишь край прогиба, а его осевая зона смещена в область современного океана. Подобно палеозойским структурам, срезаются молодые складчатые структуры на юге Хоккайдо. Все эти срезания должны быть чрезвычайно молодыми — плиоценовыми или даже плейстоценовыми.

Бонино-Марианская островная дуга принадлежит к внутренней периферии Тихого океана. Острова объединены подводными возвышенностями в линейные цепочки. Местами это одна цепочка, но чаще она разветвляется на две или три параллельных гряды. Северная часть дуги (собственно Бонинские о-ва) имеет почти меридиональное направление и почти прямолинейна. Марианские о-ва образуют дугу, выпуклую на восток. Эта дуга заканчивается у Каролинских о-вов. Южнее расположены две коротких кулисообразных дуги — Яп и Палау. От последней к северу протягивается подводный хребет, который отделяет менее глубокую Западно-Марианскую котловину от более глубокой Филиппинской котловины. На севере этот подводный хребет подходит к южной оконечности о-ва Кюсю. Рельеф всего участка моря между Бонино-Марианской дугой и Филиппинами, Рюкю и Японией весьма сложен и характеризуется большим числом подводных хребтов и вершин и резкими изменениями глубин. Острова образованы либо вулканами, изливающими андезитовую и андезито-базальтовую лаву, либо коралловыми рифами. На островах встречаются известняки разного возраста, наиболее древние принадлежат эоцену.

На о-ве Яп наиболее древними породами являются амфиболиты и другие зеленые сланцы, а также основные изверженные породы допалеогенового возраста. Интересно, что в палеогеновых конгломератах на южных

Марианских о-вах обнаружены кремнистые породы, гранит, диорит и метаморфические сланцы, что указывает на существование, в то время близкой суши с континентальной корой.

Большой интерес представляет сочленение Бонино-Марианской островной дуги с Японскими о-вами. Дуга подходит к о-ву Хонсю в его средней части (у п-ова Идзу) почти под прямым углом и на ее продолжении располагается важная структура Японии — *Фосса Магна* (Большой Ров), *пересекающая поперек главный остров Японии.*

Японские исследователи придают этой структуре большое значение, видя в ней правый горизонтальный сдвиг, сместивший структурный комплекс северо-восточной части о-ва Хонсю к югу по отношению к его юго-западной части. Такое заключение делается на основании фигуры, рисуемой так называемой «медианной тектонической линией» Японии, простирание которой соответствует простиранию основных геологических комплексов в юго-западной и центральной частях Хонсю (Matsuda, 1962).

На рис. 41 в схематическом виде изображено геологическое строение этого района. Предполагается, что северо-восточные простирания всех тектонических структур, лежащих юго-западнее Фосса Магна, меняются близ *последней на меридиональные, потому что здесь заканчивается одна из тех тектонических дуг, которые вообще характерны для этой части* периферии Тихого океана. А смена меридиональных простираний широтными сейчас же к востоку от Фосса Магна рассматривается как загиб, связанный с перемещением северо-восточной части Хонсю к югу. Эти рассуждения нам представляются крайне натянутыми.

Геологическое строение южной части Фосса Магна, т. е. ее отрезка, примыкающего к Тихому океану, характеризуется наличием узкого, но чрезвычайно глубокого прогиба, заполненного миоценовыми отложениями, преимущественно глинами, среди которых значительную роль играют вулканогенные породы. Мощность миоценовых отложений в середине прогиба *достигает 12 км при ширине прогиба около 100 км. Прогибание началось в нижнем миоцене. В среднем миоцене в середине прогиба образовалось* поднятие, и слои были смяты в сильно сжатые и беспорядочные складки. Вместе со складчатостью внедрились граниты и гранодиориты, а позже — в четвертичное время — сформировались такие величественные вулканы, как Фудзи, Хаконе, Амигасан, извергающие андезитовую лаву.

Более древние толщи — нижнемеловая, юрская и верхнепалеозойская,— подстилающие эту глубокую тектоническую депрессию, выполненную миоценовыми отложениями, огибают ее, обходя с севера. Учитывая, что все толщи в общем падают здесь на юг или юго-восток, можно видеть в этом изгибе самую обычную центриклиналь. Если бы этого изгиба не было, все свиты внешней зоны юго-западной Японии вполне естественно *соединялись бы, не искривляя своего простирания, с выходами тех же толщ в северной части страны в горах Абукума.*

В соответствии с нашим толкованием можно думать, что депрессия Фосса Магна раскрывает нам существенные особенности развития и глубинного строения вулканических дуг. Вероятно, что в основе последних лежит узкий и глубокий прогиб земной коры, образующийся при раскрытии глубокого разлома. Растяжение и контрастное прогибание земной коры приводят к образованию каналов для магмы. Прогиб заполняется осадочными и, в большей степени, вулканогенными породами и в конце концов испытывает поднятие, а у подножия последнего формируется глубоководный желоб.

В хребте Сихотэ-Алинь два краевых прогиба, образовавшиеся в верхней перми по обе стороны от центрального поднятия герцинского цикла, продолжали развиваться в качестве интрагеосинклиналей в течение последующего времени (Рудич, 1962). То расширяясь, то сокращаясь и распадаясь на частные прогибы, они просуществовали до конца верхнего

мела. В них накапливались осадки глинисто-песчаной толщи нижнего триаса, песчано-глинистой морской и угленосной свит верхнего триаса, глинисто-песчаные отложения нижней юры, эффузивы средней юры, породы песчано-глинистой серии верхней юры. Нижний мел представлен песчано-глинистым флишем и угленосной толщей, а верхний мел — песчано-глинистыми осадками и лавами кварцевых порфиров. Общая мощность мезозоя достигает, возможно, 7000 *м*. Палеоген сложен вулканогенными породами и угленосными отложениями. Неоген целиком континентальный. Максимальное прогибание приходится на среднюю юру.

Развитие флиша в нижнем мелу указывает на образование отдельных поднятий внутри геосинклиналей. В конце юры и несколько раз в течение

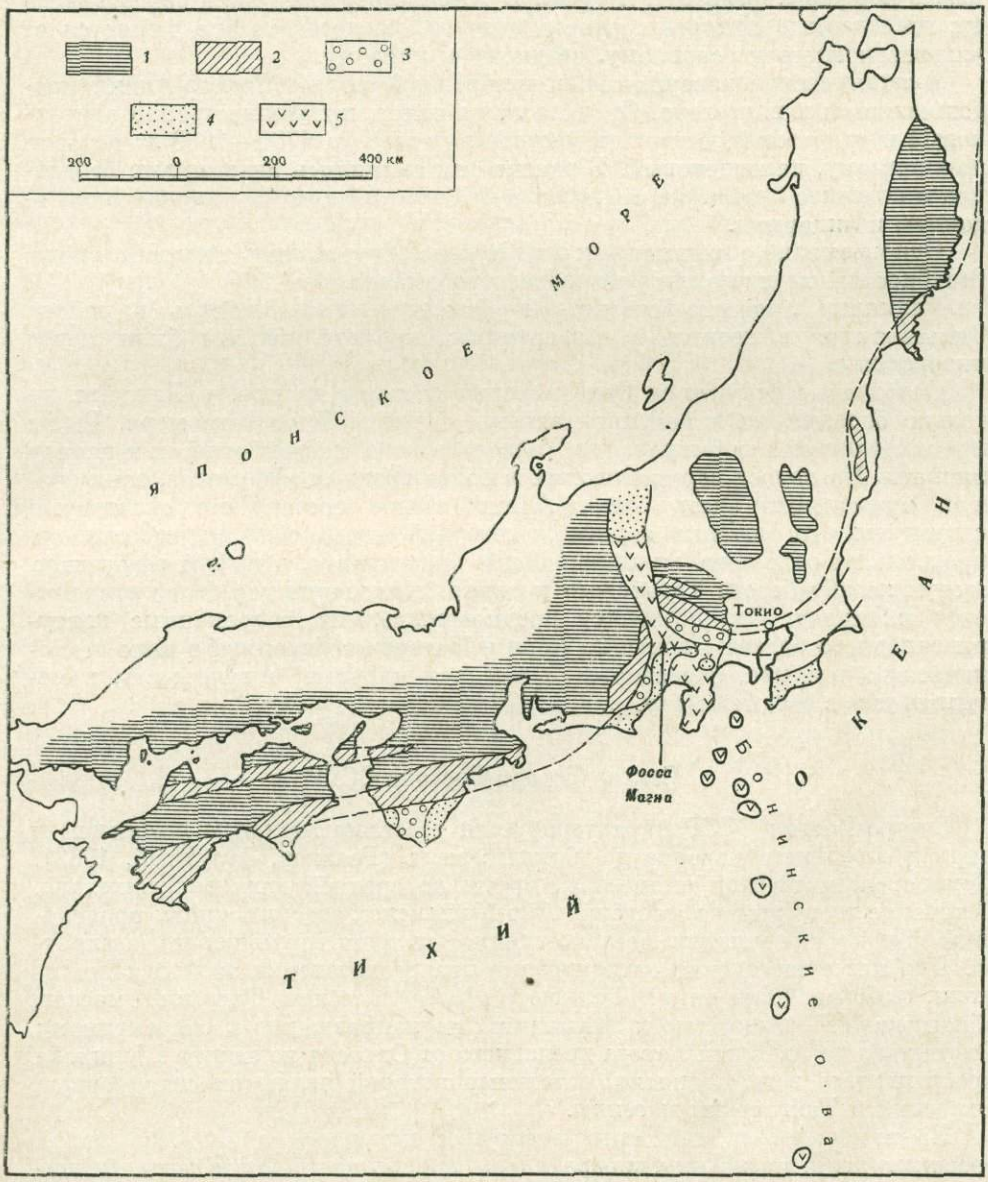


Рис. 41. Схема строения части Японских о-вов. По «Outline of the Geology of Japan», 1960

1 — палеозой; *2* — мезозой; *3* — палеоген; *4* — неоген; *5* — неогеновые и четвертичные вулканические породы

мела происходило складкообразование. В мелу образовались интрузии гранитоидов. Когда в интрагеосинклиналях возникли поднятия, опустился Уссури-Ханкайский массив, и на нем сформировался краевой прогиб.

Особенность строения Сихотэ-Алиня — большое число глубоких разломов, разделяющих зоны поднятий и опусканий. Такие разломы являлись путями выхода лав на поверхность. Выделяются верхнемеловые и палеогеновые эффузивные породы восточного склона Сихотэ-Алиня, развитые полосой вдоль берега Японского моря и Татарского пролива. Эффузивная деятельность здесь началась в верхнем мелу излияниями среднего состава — андезитовыми и кварцевыми порфиритами и выбросом их туфов. Выше лежат мощные (до 2000 *м*) кислые эффузивы — кварцевые порфиры, фельзиты и туфы. В течение верхнего мела образовались многочисленные интрузии, состав которых последовательно меняется от ультраосновного к основному, среднему и кислому.

Вулканические извержения в прибрежной полосе Сихотэ-Алиня продолжались и в палеогене. Сначала лавы имели преимущественно андезитовый и дацитовый состав; их мощность достигала 1700—1800 *м*; возраст, по-видимому, палеоценовый. В эоцене они сменились излияниями базальтов и андезито-базальтов, а в олигоцене снова изливались кислые лавы — дациты и липариты.

Одновременно с излияниями в палеогене образовались многочисленные *гипабиссальные интрузии разнообразного состава.*

Излияния андезито-базальтов и базальтов продолжались в районе Сихотэ-Алиня в неогене и четвертичном периоде, но они были менее *интенсивны.*

Складчатые структуры Сихотэ-Алиня срезаны на юге, у Находки, не только берегом, но и континентальным склоном Японского моря. Выше мы отмечали, что формирование Японского моря следует отнести к началу миоцена. Но полоса верхнемеловых и более поздних эффузивов, занимающая приморскую часть Сихотэ-Алиня, также срезает его складчатые структуры, что особенно заметно в северной части области, где складки продолжают сохранять меридиональное простирание, а полоса эффузивов, следуя изгибу берега Татарского пролива, постепенно все более отклоняется к западу. Это позволяет предположить, что современные контуры западного берега Японского моря и Татарского пролива в виде тектонического разрыва, способного дать выход магме на поверхность, наметились уже в верхнем мелу.

Сектор Северо-Востока СССР

Северо-Восток СССР характеризуется геосинклинальным развитием в период с верхнего карбона до нижнего мела (Резанов, Зарудный, 1962). Доинверсионный этап охватывает время до средней юры включительно. В течение этого этапа в пределах *Яно-Колымской геосинклинали* происходило накопление мощных песчано-глинистых толщ верхоянского комплекса. Для нас существенно отметить, что два разветвления этой геосинклинали, охватывавшие на юго-востоке с севера и с юга Охотский массив, обнаруживают тенденцию к замыканию по направлению к современному Охотскому морю. Вдоль берега последнего от Охотска до залива Шелихова протягивалась зона поднятия, остатками которой являются современные Охотский и Тайгонский массивы.

Но в начале верхней юры, в связи с инверсией в Яно-Колымской геосинклинали, последняя превратилась преимущественно в зону поднятия, а прибрежная зона вдоль северного обрамления Охотского моря стала местом накопления верхнеюрских морских и угленосных отложений. Среди этих отложений развиты прослои андезито-базальтов, андезитов и туфов. Мощность верхнеюрских пород местами достигает 2000 *м*.

Нижнемеловые породы на побережье Охотского моря представлены преимущественно вулканогенными фациями среднего и основного состава мощностью до 2000 *м*. Почти вся территория Северо-Востока СССР в это время поднялась, и лишь в Западно-Верхоянском прогибе, в ряде мелких впадин на южном склоне Охотско-Колымского водораздела и на Колымском массиве накапливались преимущественно континентальные отложения. На крайнем северо-востоке — в бассейнах рек Омолона, Анюя, в Чаунском районе и на юге Чукотского п-ова — нижний мел представлен континентальными, морскими и вулканогенными породами.

Верхнемеловое и кайнозойское время для Северо-Востока СССР можно считать послегеосинклинальной стадией развития. В течение верхнего мела почти полностью прекратилось осадконакопление на территории всей этой области. В течение мела образовалась Чукотско-Охотская (Охотско-Чаунская) линейная зона вулканических излияний. Последние образуют полосу от 50 до 200 *км* шириной, тянущуюся от западного берега Охотского моря на юге до Чукотского моря на севере. Излияния начались в нижнем мелу, когда преобладали базальты и андезиты. Максимума интенсивности они достигли в верхнем мелу, когда вулканическими продуктами были андезиты, липариты и их туфы. Вулканизм продолжался в палеоцене (базальты, андезиты, липариты). Общая мощность вулканических пород местами превышает 2000 *м*. Позже, вплоть до плиоцена, наблюдалось тектоническое и вулканическое затишье. Некоторое оживление произошло в плиоцене и четвертичном периоде, когда северные районы стали областью накопления осадков, а западные, южные и восточные районы поднялись. Движения эти почти на всей территории Северо-Востока отличались крайне малой дифференцированностью.

К концу плиоцена — началу четвертичного периода приурочены первые ясные признаки образования Охотского моря.

Когда в верхнем мелу территория Яно-Колымской геосинклинали испытала общее поднятие, началось геосинклинальное прогибание альпийского цикла в Курило-Камчатской зоне (Горячев, 1966). По мнению ряда исследователей, именно по границе между поднимавшейся областью Северо-Востока СССР и погружавшейся Курило-Камчатской зоной возник Охотско-Чукотский пояс меловых и палеоценовых эффузивов. По мнению Б. А. Петрушевского (1964), это справедливо лишь для области, лежащей севернее Охотского моря, тогда как вдоль побережья последнего положение вулканического пояса может быть иным, поскольку на месте Охотского моря складчатый фундамент имеет, вероятно, домезозойский возраст.

Верхний мел на западе Камчатки, близ Охотского моря, на месте которого в то время была суша, представлен обломочными песчано-глинистыми отложениями, а на востоке — осадочно-вулканогенной толщей, состоящей из сланцев, кремнистых отложений и спилитов. Помимо подводных излившихся пород, на востоке известны ультраосновные интрузии. С запада на восток увеличиваются мощности верхнего мела: в Центральной и Восточной Камчатке они достигают 7—11 *км*, тогда как на западе не превышают 3—4 *км*. Изменение мощностей происходит в узкой зоне, и как раз на этом перепаде мощностей располагалась в то время вулканическая цепь Срединного Камчатского хребта.

В начале палеоцена в Камчатской геосинклинали произошла частная инверсия, и в Восточной и Центральной Камчатке образовалось большое поднятие. Одновременно слои были смяты в складки («камчатская» фаза складчатости). К западу и востоку от центрального поднятия сформировались краевые прогибы, где в течение палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена накапливались отложения типа молассы. Сперва морские, они на западе позже сменились лагунными. Мощность этих отложений достигает 3500 *м*.

Уже в это время на центральном поднятии формировались отдельные изолированные впадины, в которых накапливались континентальные отложения.

В эпоху среднего и верхнего олигоцена краевые прогибы сильно расширились в сторону центрального поднятия, а последнее распалось на отдельные мелкие прогибы и поднятия, окаймленные сбросами. Произошло своеобразное раздробление центрального поднятия, и значительные участки его были снова вовлечены в опускание. Песчано-глинистые отложения этого возраста в западном краевом прогибе имеют мощность 2000 *м*, а песчано-глинистые и вулканогенные породы в восточном краевом прогибе достигают мощности более 6000 *м*.

В миоцене происходило еще большее дробление центрального Камчатского поднятия на отдельные горсты и грабены. В это время слои были дополнительно смяты в складки (курильская фаза складчатости). Образовались интрузии гранодиоритов, диоритов, монцонитов, сиенитов. На Срединном Камчатском хребте произошли крупные излияния андезитов и андезито-базальтов. В западном краевом прогибе отложились песчано-глинистые осадки с потоками андезитов и базальтов общей мощностью 2500 *м*. В центральном Камчатском прогибе (грабене, возникшем на центральном поднятии) накопилась вулканогенно-осадочная толща мощностью свыше 200 *м*, а в Восточно-Камчатском краевом прогибе — флишоидные серии песчаников и аргиллитов мощностью 2000—3000 *м*.

Верхний миоцен и нижний плиоцен представлены на Камчатке туфогенно-осадочными породами.

В верхнем плиоцене произошло поднятие западного краевого прогиба, и именно к этому времени следует отнести опускание Охотского моря. В восточном краевом прогибе в конце плиоцена образовалось поднятие — Тихоокеанский антиклинорий, который сейчас прослеживается на мысах, выступающих в Тихий океан (мысы Шипунский, Кроноцкий, Камчатский).

В конце плиоцена или начале плейстоцена на Камчатке образовались пологие складки (сахалинская фаза складчатости). В это время изливались плато-базальты. Несколько позже проявились расколы и глыбовые вертикальные движения. В нижнечетвертичное время в этой области существовали две полосы вулканов: Корякско-Камчатская, проходившая на Камчатке по Срединному хребту, и Курило-Камчатская, занимавшая на Камчатке Восточно-Камчатский хребет. В середине четвертичного периода Корякско-Камчатская вулканическая дуга угасла и усилился вулканизм, связанный с Курило-Камчатской вулканической грядой.

Курильские о-ва разделяются на две параллельные дуги: Большие Курильские о-ва, расположенные западнее, и Малые Курильские о-ва, находящиеся восточнее. Последние состоят лишь из нескольких мелких островов (самый большой из них Шикотан), лежащих на крайнем юге архипелага. На большем его протяжении сохраняется лишь одна Большая Курильская дуга, а на продолжении Малой Курильской дуги тянется подводный хребет Витязя.

На Малых Курильских о-вах встречены песчано-глинистые отложения верхнего мела, но мощность их значительно меньше, чем на Камчатке: всего 300—350 *м*. Поднятие, возникшее на Камчатке в начале палеоцена, распространилось на Курильские о-ва.

В палеогене на о-вах Кунашир и Шикотан в наземных условиях образовались толщи лав и пирокластов андезитового и основного состава. Палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи на Больших Курильских о-вах достигают 7000 *м* и дислоцированы довольно интенсивно. В то же время на Малой Курильской гряде весь видимый разрез мезозоя и третичных не превышает 1000 *м* и породы дислоцированы слабо.

В нижнем миоцене образовалась цепь вулканов Большой Курильской дуги. Они извергали андезитовую лаву. В течение миоцена и плиоцена вулканические излияния чередовались с отложением осадочных пород. При этом с течением времени лавы и туфы становились кислее и на смену миоценовым андезитам пришли плиоценовые дациты и липариты.

Особо следует отметить, что на Охотском побережье ряда островов Большой Курильской дуги в конгломератах и брекчиях миоценового и плиоценового возраста были найдены гальки гранитоидных пород и гранито-гнейсов (Неверов, Сергеев, Сергеева, 1964). На о-ве Итурупе обнаружено древнее речное русло с гальками тех же пород. Расположение галек указывает на принос их с северо-запада, так как гранито-гнейсы в коренном залегании на Курильских о-вах отсутствуют. Эти наблюдения указывают на существование суши («Охотии») на месте Охотского моря до конца плиоцена. В связи с этим следует отметить, что в центральной части Охотского моря на подводных возвышенностях «Академии наук» и «Института океанологии» были найдены долины явно субаэрального происхождения, что позволяет видеть в этих возвышенностях погрузившиеся обломки Охотии. В колонках осадочных пород, поднятых с возвышенностей, были обнаружены плейстоценовые фораминиферы, экология которых указывает на глубину моря того времени не более 500—700 *м*, против современных 950 *м*. Эти данные также указывают на верхний плиоцен как на наиболее вероятное время начала погружения суши, бывшей на месте Охотского моря.

А. В. Горячев (1965) считает, что конец плиоцена и четвертичное время вообще были эпохой нисходящих движений в этом районе. Именно тогда происходило образование Курильской котловины в южной части Охотского моря. Интересно, что в этом случае экология фораминифер свидетельствует о том, что еще в сангамское время (около 120 тыс. лет тому назад) глубина моря здесь составляла лишь 1000—1500 *м*, тогда как сейчас достигает 3000 *м*. В четвертичное время произошло опускание под воду хребта Витязя, а также проливов Буссоль и Крузенштерна.

Следует отметить широко распространенное в этой области срезание структур. На восточном побережье Камчатки заливами разрезан на части Тихоокеанский антиклинорий, образовавшийся, как указывалось, в конце плиоцена. Он явно срезан с востока, так как на суше можно наблюдать только западное его крыло. Все Курильские о-ва с их мощными мелководными третичными толщами представляют собой остатки какой-то значительно более крупной зоны мелкого моря и участков суши. Все эти срезания должны были произойти не раньше плейстоцена.

На юго-западе, на о-ве Хоккайдо, Курильская островная дуга под большим углом примыкает к Японо-Сахалинской островной дуге. Характер этого сочленения не изучен. Можно предполагать, что Курильская дуга наложена как более молодое образование на Японо-Сахалинскую геосинклиналь.

Алеутско-Аляскинский сектор

Дотретичная история *Алеутской островной дуги* не ясна (Ирдли, 1954; Eardley, 1962; Пущаровский 1963; Кропоткин, Шахварстова, 1965). На некоторых островах были найдены грауваккн и метаморфические породы, среди которых известны базальты и интрузии гранитов. По неясным растительным отпечаткам предполагается, что эти породы относятся к палеозою. На о-ве Шумагина известны морские эоценовые отложения. На некоторых других островах выделены доолигоценовые базальты, андезиты и их туфы. На Командорских о-вах представлены морские осадочные и вулканические породы среднего и верхнего оли-

гоцена. В неогене чередуются осадочные и вулканогенные породы, причем среди лав преобладают андезиты. Интересным образованием являются миоценовые конгломераты, известные на Командорских и некоторых других о-вах дуги (о-ва Танана и Оглинга). В конгломератах встречаются гальки гнейсов, метаморфических сланцев, гранодиорита и гранита. Значительная часть разновидностей этих пород в коренном залегании на островах не известна, и поэтому конгломераты могут служить указанием на существование в миоцене по соседству с Алеутской дугой суши, сложенной кристаллическими и метаморфическими породами. Вероятно, это была суша на месте Берингова моря («Берингия»).

Алеутская островная дуга в современном виде образовалась в конце неогена.

Как указывалось выше, в центральной части *Аляски* в триасе возникло поднятие внутри палеозойской геосинклинали. К югу от этого поднятия располагалась зона прогибания, соответствующая современным Береговому хребту, Юконскому плато, Аляскинскому хребту и п-ову Аляска (Ирдли, 1954; Eardley, 1962). Прогиб носил все признаки геосинклинали. В нем накопились известняки и сланцы верхнего триаса (2500 *м*), туфогенные сланцы и конгломераты нижней и средней юры (свыше 300 *м*) и сланцы верхней юры и нижних ярусов мела (1500 *м*). Затем в конце неокома и апте в геосинклинали произошло поднятие, сопровождавшееся складчатостью, и зона накопления переместилась южнее. В ней накапливались грубообломочные отложения верхних горизонтов нижнего мела (более 1000 *м*) и морские песчано-глинистые осадки верхнего мела (до 3000 *м*). Одновременно с неокомским поднятием внедрился большой гранитный батолит. Зона поднятия еще больше расширилась в конце верхнего мела, и прогибание сохранилось лишь на прибрежной равнине Аляскинского залива. Здесь отложились эоценовые и нижнеолигоценовые, угленосные и мелководные морские осадки мощностью свыше 3000 *м*. За ними следуют морские глины и туфы от среднего олигоценового до среднего миоценового возраста. Мощность этих пород 2000—2500 *м*. Далее накапливались мелководные пески и глины верхнего миоцена и плиоцена. Поднятие этой зоны и раскалывание ее крутыми разрывами произошли в конце плиоцена или в плейстоцене.

Кордильеры Северной Америки

Зональность, устанавливаемая на Аляске с постепенной миграцией в течение мезо-кайнозоя зон прогибания и последующего поднятия от оси горной цепи Кордильер в сторону Тихого океана, остается характерной на всем протяжении Северо-Американских Кордильер вплоть до Мексики (см. рис. 34). Непосредственно у подножия поднятия, сформировавшегося в осевой зоне Кордильер, в начале мезозоя возник новый геосинклинальный прогиб, поднятие и складчатость в котором развивались в конце юры, в начале и середине мела и завершились в конце мела. После этого тектоническая активность переместилась ближе к современному краю материка (и за его пределы), и здесь происходили контрастные вертикальные движения, сопровождавшиеся складчатостью. Зона мезозойского поднятия и мезозойской складчатости носит название Невадской по имени хребта Сьерра-Невада, где эта стадия тектонического развития проявилась наиболее полно.

Следует отметить, что процесс миграции тектонической активности от осевой зоны Кордильер является в некоторой мере симметричным, так как одновременно с прогибанием Невадской мезозойской геосинклинали к западу от герцинского центрального поднятия началось прогибание и к востоку от него — в зоне Скалистых гор. Но там условия носили не полный геосинклинальный, а парагеосинклинальный характер. Поскольку мы

ограничены задачей рассмотрения геологического строения периферии Тихого океана, Скалистые горы здесь рассматриваться не будут.

Наиболее отчетливо и полно процесс миграции геосинклинальных прогибов и последующих поднятий от оси Кордильер к западу наблюдается в штате Невада и в Южной Калифорнии, в связи с чем мы обратимся прежде всего к этой области, а затем вернемся к более северным районам.

В Западной Неваде мезозой лежит несогласно на палеозое. Геосинклинальное прогибание началось с начала триаса. В течение этого периода накопилось около 10 000 *м* обломочных пород, яшм и известняков, а также лав и пирокластов основного и среднего состава. В начале юры образовалось узкое поднятие вдоль оси триасового прогиба и породы нижней юры, представленные конгломератами, песчаниками, андезитами и их туфами, накапливались по обе стороны поднятия. В верхней юре образовывались вулканогенные породы, яшмы, песчано-глинистые осадки и известняки.

В киммеридже произошло новое значительное поднятие, сопровождавшееся складчатостью, и накопление переместилось далее к западу — в Центральную и Южную Калифорнию (рис. 42, *а*). Оно происходило в трех прогибах. Северный находился на месте современного хребта Дьабло, центральный — там, где сейчас расположен обрезанный морем хребет Сан-Рафаэль, а южный — на месте подводного Калифорнийского плато, геологическое строение которого может быть восстановлено по наблюдениям на расположенных здесь островах (Пущаровский, Меланхолина, 1963; Reed, 1951; Reed, Hollister, 1936).

В этих прогибах накопилась так называемая францискская свита мощностью 10 000—12 000 *м*. Она состоит из граувакков, сланцев и зеленокаменных пород и содержит интрузии перидотитов. В ее состав входят верхняя часть верхней юры и нижний мел. Есть признаки того, что вулканогенно-осадочный материал в эти прогибы поставлялся в значительной степени с запада — с поднятия, которое находилось за пределами современной суши. Ирдли (1954) считает это поднятие вулканическим архипелагом.

Инверсия в указанных трех прогибах и поднятие в них произошли в верхнем мелу. Верхнемеловые отложения лежат с резким угловым несогласием на более древних породах и представлены грубообломочными осадками.

С этого времени начали опускаться зоны, находившиеся между францискскими прогибами, и в новых прогибах накапливались песчано-глинистые отложения палеогена, неогена и плейстоцена, общая мощность которых достигает 10 000 *м* и даже 15 000 *м*. Важным эпизодом был снос с Каталинии — поднятия, которое существовало на месте современного подводного Калифорнийского краевого плато,— в сторону молодого прогиба Лос-Анжелес огромных глыб францискских пород до 3,5 *м* в поперечнике (рис. 42, *б*). Эти глыбы сносились в миоцене, и их скопление образовало брекчию Сан-Онофре мощностью до 750 *м*.

До конца миоцена поднятия, возникшие на месте францискских прогибов, имели форму сводов. Но в конце миоцена и плиоцене они стали осложняться разрывами и постепенно превращаться в систему горстов и грабенов. Самое интенсивное раскалывание произошло в плейстоцене. Именно к этому времени следует отнести опускание раздробленной Каталинии на ту глубину, на которой оно сейчас находится, т. е. в среднем на 1000 *м* под уровень моря.

Изучение батиметрии и осадков Калифорнийского подводного плато показывает, что дно в прогибах, расположенных ближе к берегу, выровнено, тогда как подводные депрессии, находящиеся дальше от берега, имеют дно вогнутое и неровное. Слой песка, выстилающий дно ближайших к берегу депрессий, убеждает в том, что после погружения Каталинии под дно

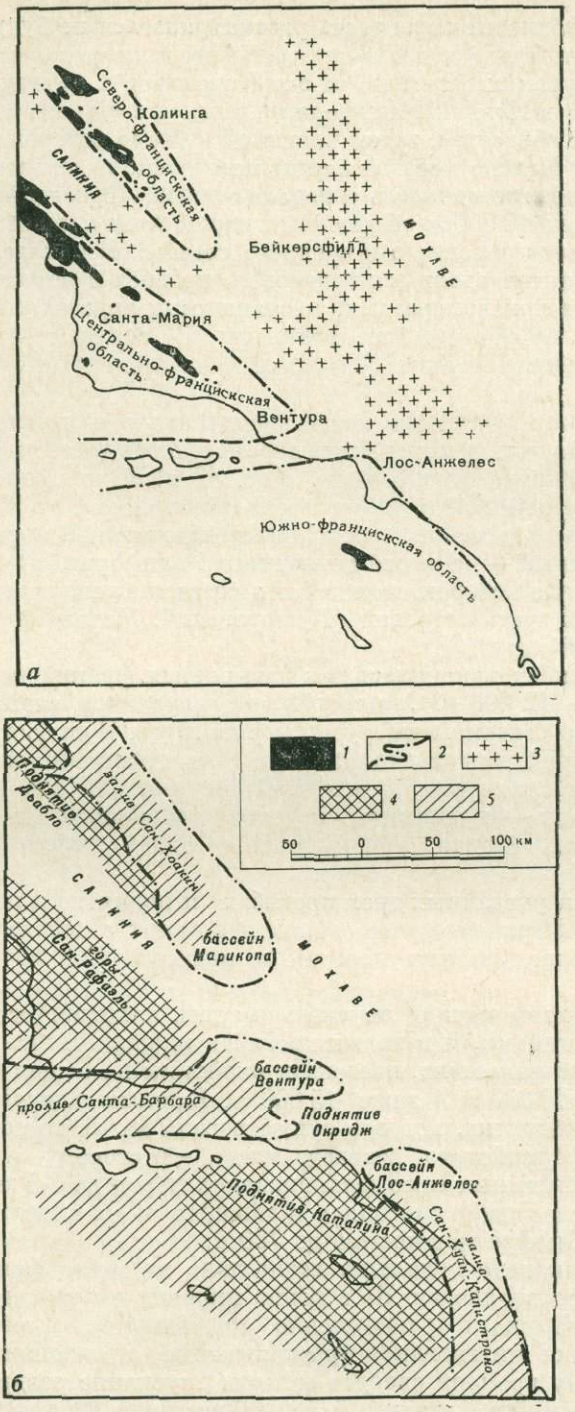


Рис. 42. Схема тектонической истории Южной Калифорнии. По Риду и Холистеру, 1936

а — доинверсионная стадия накопления францискской формации (верхняя юра — нижний мел); 1 — выходы францискских пород; *2 —* границы областей накопления мощных *францискских пород (интрагеосинклиналь); 3 — граниты невадской* зоны; *б —* послеинверсионная стадия накопления третичных отложений; *4 —* поднятия; *5 —* режим незначительных опусканий и поднятий

моря происходил процесс заполнения ее впадин осадками мутьевых потоков. Поскольку этот процесс начался совсем недавно, он успел повлиять на рельеф ближайших к берегу депрессий и пока еще не сказался на более удаленных депрессиях. На очень недавнее в геологическом масштабе время опускания Каталинии под дно океана указывает и характер срезания молодого структурного комплекса Южной Калифорнии современным краем материка на широте Лос-Анжелеса.

В Южной Калифорнии был установлен ряд подводных террас в пределах того же краевого плато. Все террасы располагаются выше у края материка и глубже вдали от него на банках и островах (Emery, 1958) (табл. 1).

Таблица 1

Глубина террас, м		Разность глубин, м
у материка	на банках и островах	
9	15	6
24	37	13
48	73	25
76	103	27
87	129	42

Все террасы имеют плейстоценовый возраст. Они были врезаны во время низкого стояния воды в эпоху оледенения и последующего подъема уровня океана при таянии льдов. Таким образом, само наличие террас в данном случае не дает каких-либо тектонических сведений. Но их закономерный наклон в сторону океана указывает на прогибание прибрежной зоны, сопровождавшееся наклоном в 2,5 *м* на 1 *км*, т. е. того же порядка, что наклон соответствующих молодых слоев на периферии Атлантического океана.

Возвращаясь к более северным районам, отметим, что в Орегоне к юрским и нижнемеловым отложениям Невадской зоны относят сланцы и песчаники мощностью около 3000 *м*. Эта зона в юго-западном углу штата Орегон подходит к самому берегу Тихого океана, а более западная зона развития франциксской свиты и третичных отложений, известная в Южной Калифорнии, здесь срезана краем материка. Севернее Невадская зона делает своеобразный изгиб, сперва удаляясь от берега, а затем — в восточной части штата Вашингтон — снова приближаясь вплотную к нему. Внутри этого изгиба на размытой поверхности невадских пород отложились пресноводные и морские осадки начала эоцена. Далее последовали огромные по объему вулканические извержения, которые привели к накоплению покровов базальтовых и андезитовых лав, а также слоев туфов и брекчий мощностью не меньше 1000 *м*. В конце эоцена образовался узкий меридиональный прогиб, в котором отложилась осадочная серия мощностью около 5000 *м*. В олигоцене общее опускание этого участка привело к тому, что на нем накопилось 2500 *м* песчаников и сланцев. Здесь отложились и миоценовые песчано-глинистые отложения мощностью около 1200 *м*. Все эти породы были смяты в пологие складки глыбового характера в конце миоцена, когда этот участок был поднят.

Еще севернее, в штате Вашингтон и Британской Колумбии, невадская зона подступает к самому берегу океана. К ней принадлежат о-ва Ванкувер, Королевы Шарлотты и архипелаг Александра.

На северо-западе штата Вашингтон к триасу относят песчано-глинистые отложения мощностью около 2000 *м*. На юге Британской Колумбии триас и юра представлены эффузивами, туфами, брекчиями, аргиллитами

и известняками мощностью 3000—5000 *м*. Складчатость с образованием сильно сжатых изоклинальных складок произошла в этих областях после нижнего мела.

На всем протяжении Северной Америки континентальные структурные комплексы явно срезаны краем океана. Весьма показательно то, что кайнозойская тектоническая зона, известная в Южной Калифорнии, срезается краем океана к югу и северу, появляясь на берегу лишь несколькими обрывками: на западе штатов Орегон и Вашингтон и на южном побережье Аляски. Раньше была упомянута подводная Провинция хребтов и депрессий в прибрежной полосе южной части Аляскинского залива. Как и Калифорнийское подводное краевое плато, эта «Провинция» свидетельствует о недавнем обрушении части материка.

Примечательной особенностью рассматриваемых тектонических зон Северной Америки является большая интенсивность магматических процессов в верхнем мезозое и кайнозое. Первым сигналом в этом направлении было образование колоссального гранитного батолита в невадской зоне. Большой батолит пронизывает триасовые и юрские породы в Сьерра-Невада. Колоссальной протяженности гранодиоритовый батолит Берегового хребта вытянулся вдоль невадской зоны от южных окраин Британской Колумбии до территории Юкон. Его длина 1700 *км*, максимальная ширина 170 *км*, а обычная — 80—100 *км*. О большом батолите на Аляске уже говорилось выше. Относительно возраста этих батолитов, явно сопровождающих развитие невадской зоны, геологические данные несколько разноречивы. По-видимому, огромные тела батолитов формировались не сразу; они представляют собой сумму разновозрастных интрузий, которые укладываются в интервал времени от верхней юры до верхнего мела.

Наиболее интенсивные интрузии гранодиоритов и окончательное становление батолита были приурочены к началу верхнего мела (сеноман-турон). Далее наступила эпоха чрезвычайно интенсивных вулканических наземных извержений. В Орегоне и Южном Вашингтоне развит Каскадный вулканический комплекс, в котором представлены вулканические породы от верхнего эоцена до четвертичных. В Западных Каскадных горах вулканические породы от верхнего эоцена до верхнего миоцена представлены разнообразными излияниями, от риолита до базальта, образовавшими лавовое плато. Мощность этих пород около 4000 *м*.

В Высоких Каскадных горах вулканические проявления моложе. Здесь образовывались центральные вулканы и извергались базальты и андезито-базальты, по возрасту относящиеся к плиоцену и плейстоцену. На Колумбийском плато развиты огромные толщи миоценовых базальтов.

В Британской Колумбии широко развиты миоценовые и плиоценовые лавы и сохранились остатки плейстоценовых вулканов.

В Береговом хребте Калифорнии многие разнообразные по составу лавы имеют миоценовый возраст. Того же возраста вулканогенные породы развиты на островах у берегов Калифорнии.

Следует отметить, что в миоцене в центральной, палеозойской, части Кордильер начался процесс раскалывания на продольные грабены и горсты. Этот процесс продолжался вплоть до четвертичного периода и привел к образованию того чередования поднятий и впадин, которое известно под названием «Система Бассейнов и Хребтов». Она развита главным образом в штатах Невада и Юта. Поскольку сбросы, ограничивающие горсты и грабены, являются нормальными, такое раздробление должно быть связано с растяжением. Упрощенный подсчет, исходящий из наклона сбросов и их амплитуды, дает суммарный размер растяжения около 50 *км*, что составляет около 5% ширины всей зоны, захваченной растяжением. Раскалывание центральной зоны Кордильер сопровождалось вулканизмом, причем в эоцене изливались риолиты, а в миоцене андезиты. Четвертичное время характеризовалось поднятием и формированием современного рельефа.

Разрыв Сан-Андреас

Весьма важным структурным элементом прибрежной полосы Калифорнии является разрыв Сан-Андреас. Он тянется от м. Арена на севере до озера Салтон-Си на юге, т. е. на протяжении около 1000 *км*. Если же прибавить к этому подводный отрезок разрыва на севере, устанавливаемый по расположению эпицентров землетрясений, а также предполагаемое продолжение на юге вплоть до Калифорнийского залива, то длина этого разрыва возрастет до 1700 *км*. На большей части протяжения — от северного конца до хребта Поперечного — он удивительно прямолинеен и простирается с северо-запада на юго-восток. В хребте Поперечном он плавно меняет свое направление на восток-юго-восточное.

Это — не единичный разрыв, а система кулисообразных параллельных разрывов, которые образуют зону местами до 10 *км* шириной. Она прекрасно выделяется в рельефе в виде цепочки узких длинных депрессий и холмов.

Широко распространена точка зрения, согласно которой разрыв Сан-Андреас представляет собой правый сдвиг очень большой амплитуды. Он явился первым в ряду других правых сдвигов, предполагаемых некоторыми исследователями по периферии Тихого океана (Allen, 1963; Benioff, 1958).

Однако вопрос об амплитуде горизонтального смещения по разрыву Сан-Андреас вызывает противоречивые толкования (Taliaferro, 1941; Hill, Dibblee, 1953; Moody, Hill, 1956; Crowell, 1962). Известно, что во время землетрясений за последние 100 лет по разрыву Сан-Андреас действительно происходили правые горизонтальные смещения: в 1857 г. на 10 *м*, в 1868 г. на 3 *м*, в 1906 г. на 7 *м*, в 1940 г. на 3 *м*. Инструментальные наблюдения над современными смещениями обнаружили, что в последние годы смещения близ г. Холлистера по разрыву происходили со средней скоростью 1,25 *см* в год, распадаясь на группы толчков продолжительностью примерно в одну неделю со спокойными интервалами между толчками в недели или месяцы (Steinbrugge, Zacheretal, 1960).

Таким образом, современные сдвиговые движения не вызывают сомнений. Довольно очевидны также сдвиговые смещения голоценового возраста, вызвавшие изломы русел рек и оврагов, пересекающих разрыв. Амплитуда этих смещений до 1 *км*. Что касается больших смещений, накопившихся за более длительный геологический срок, то тут мы вступаем в область чрезвычайно шатких соображений, которые к тому же, как мы увидим дальше, находятся в противоречии с основными чертами региональной геологии Южной Калифорнии.

Напомним, что сторонники большой амплитуды горизонтальных смещений указывают следующие суммарные горизонтальные смещения (Hill, Dibblee, 1953):

	км
с плейстоцена	16
с верхнего миоцена	100
с нижнего миоцена	280
с верхнего эоцена	360
с конца мела	510
с конца юры	560

Другие считают, что разрыв не существовал раньше миоцена и что общее смещение по нему немногим превышает 200 *км* (Crowell, 1962). Третьи полагают, что амплитуда сдвига не могла быть больше нескольких километров.

В основании предположения о большой горизонтальной амплитуде лежат сопоставления характера пород по обе стороны от разрыва. На-

пример, в районе городка Тафт (у хребта Темблор) морские миоценовые отложения, лежащие к югу от разрыва, с приближением к последнему сменяются красноцветными континентальными отложениями, тогда как к северу от разрыва снова развиты морские фации миоцена. Поскольку близ разрыва в этом месте не видно такой зоны, которая в миоцене могла бы быть областью размыва, возникает предположение о горизонтальном смещении пород вдоль разрыва. Если амплитуда такого смещения будет около 100 *км*, то фации миоцена по обе стороны от разрыва как будто придут в видимое взаимное соответствие.

Сопоставление «необычных» вулканогенных фаций олигоцена — нижнего миоцена в горах Эмигдио и Габилан позволяет думать о горизонтальном смещении в 280 *км* и т. п.

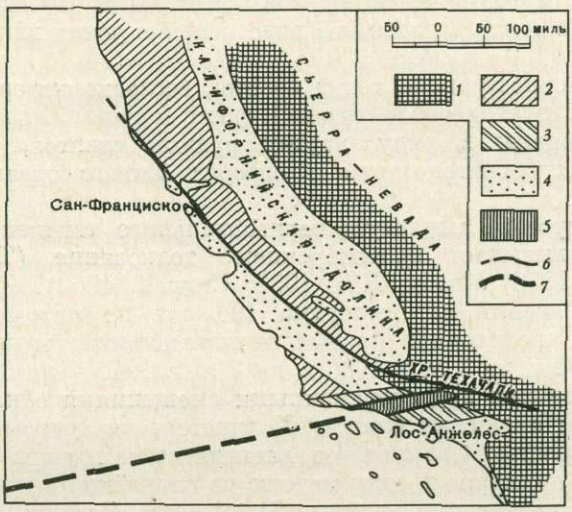


Рис. 43. Схема геологического положения разрыва Сан-Андреас. Составил В. В. Белоусов

1 — Невадский комплекс (мезозойские метаморфические породы и граниты); *2* — преимущественно францискский комплекс (верхняя юра и нижний мел); *3* — преимущественно меловые и палеогеновые отложения Поперечного хребта; *4* — кайнозойские отложения (*преимущественно неогеновые и четвертичные*); *5* — *преимущественно* неогеновые отложения, выполняющие грабен на Поперечном хребте; *6* — разрыв Сан-Андреас; *7* — подводный разрыв Меррей

Такие сопоставления всегда чрезвычайно ненадежны. «Необычные» вулканогенные фации могут проявиться не в одном, а в нескольких местах. Изменение характера миоценовых отложений с приближением к разрыву *может быть объяснено наличием в миоцене узкой кордильеры*, вдоль которой и расположился современный разрыв. Эта кордильера сейчас вполне может быть скрыта молодыми отложениями или надвигом. Кстати, не так трудно ее найти, если обратить внимание на то, что очень близко к данному району вдоль разрыва Сан-Андреас подходит «шпора» *кристаллических пород фундамента, слагающих хребет Техачапи* (рис. 43). Эта «шпора», несомненно, протягивается на какое-то расстояние на северо-запад вдоль разрыва под молодыми осадками.

Построения сторонников больших горизонтальных смещений тем более вызывают сомнения, что до сих пор не было полного монографического изучения разрыва Сан-Андреас, основанного на всем комплексе историко-геологических и тектонических данных, и с анализом положения разрыва в региональном геологическом строении Южной Калифор-

нии. Детальные работы велись разными геологами на отдельных планшетах, а обобщения выполнялись преимущественно другими авторами, пользовавшимися материалом из вторых рук. По-видимому, местные геологи при этом не учитывали те особенности строения земной коры, которые сейчас хорошо известны советским исследователям, а именно глубинные разломы, глыбовое сложение коры и возможность непосредственного соприкосновения участков с разным строением и развитием без каких-либо горизонтальных смещений.

Весьма поучительным является рассмотрение орографической, геологической и тектонической карт Калифорнии (рис. 43).

Поднятие Берегового хребта, прогиб Большой Калифорнийской Долины и поднятие Сьерры-Невады образуют закономерное чередование тектонических зон, выраженных в рельефе. Это чередование непосредственно связано с историей тектонического развития, протекавшего на фоне закономерной миграции тектонической активности с востока на запад.

Хребет Поперечный замыкает с юга перечисленные крупные структурные элементы Калифорнии. Но на карте видно, что это лишь поперечная перемычка, южнее которой нетрудно найти продолжение тех же элементов. Сьерра-Невада и орографически, и геологически продолжается на Калифорнийском п-ове, Большая Калифорнийская Долина прослеживается в долине Лос-Анжелеса, вскоре срезаемой морем, а Береговой хребет сразу же обрезается морем и его продолжение к югу видно в подводном Калифорнийском плато.

На фоне этого комплекса наиболее крупных структурных элементов разрыв Сан-Андреас выглядит, несомненно, наложенным образованием. Он пересекает этот комплекс структур под острым углом, накак не влияя на положение отдельных его элементов.

Как мы можем согласиться с тем, что такое правильное расположение крупных структурных элементов представляет собой результат случайного совмещения после относительного горизонтального сдвижения на сотни километров? Столь правильное расположение структурных элементов, независимое от разрыва Сан-Андреас, могло возникнуть лишь при одном условии: если бы все эти элементы образовались после того, как сформировался разрыв. Но мы знаем, что это не так: поднятия и прогибы Южной Калифорнии развивались постепенно, в течение геологических веков, в современном виде — во всяком случае с начала палеогена, т. е. одновременно с предполагаемым горизонтальным смещением.

Большая Калифорнийская Долина, если мы примем точку зрения сторонников большого сдвига, должна была начать прогибаться, а замыкающий ее с юга хребет Техачапи подниматься, когда и та и другая находились на сотни километров севернее современного их положения. Их прогибание и поднятие соответственно должны были развиваться с исключительным постоянством и последовательностью. Между тем перемещение на сотни километров неминуемо изменило бы положение движущегося участка земной коры по отношению к источнику сил, вызывающих поднятие и опускание коры, где бы этот источник не предполагался — под данным участком или сбоку от него. А с изменением положения по отношению к источнику тектонических сил должен был существенно меняться режим поднятий и опусканий.

Самое же удивительное состоит в том, с какой точностью после огромного горизонтального перемещения кристаллический фундамент хребта Техачапи, находящийся к северо-востоку от разрыва, соединился с выходом кристаллического фундамента, расположенным к юго-западу от него так, чтобы образовать единый массив, периклинально погружающийся на северо-запад! Разрыв Сан-Андреас пересекает этот массив вдоль его оси, и две половины массива, разделенные разрывом, не обнаруживают

никаких существенных сдвиговых смещений друг относительно друга. Вместе с тем признаки вертикальных движений по разрыву Сан-Андреас вполне очевидны. На значительном протяжении разрыв Сан-Андреас образует границу между существовавшими в верхней юре поднятием Салинией и северной интрагеосинклиналью, заполнявшейся францисскими породами. Позже движения изменили знак и францисская интрагеосинклиналь поднялась, а интрагеоантиклиналь Салинии опустилась. Амплитуда вертикальных движений здесь должна была измеряться *несколькими километрами. Да и залегание значительно более молодых* отложений (вплоть до плейстоценовых) указывает местами на вертикальную амплитуду разрыва в 4—5 *км*.

Следует думать, что современный разрыв Сан-Андреас представляет собой недавнее объединение многих разновозрастных разрывов с вертикальными перемещениями. Некоторые из них существовали уже в верхней юре. Объединение разрывов в единую линию произошло в результате того, что в голоцене стали происходить действительно сдвиговые смещения. Последние представляют собой, по-видимому, кратковременный эпизод на фоне развития вертикальных смещений, и их суммарная горизонтальная амплитуда не превышает ту, которая устанавливается по изломам речных русел, т. е. 1 *км*.

Мы остановились подробно на разрыве Сан-Андреас, так как вопрос о нем в последнее время часто поднимается в связи с проблемой Тихого океана, на дне которого также предполагаются большие сдвиговые смещения.

Центральная и Южная Америка

Калифорнийский п-ов является продолжением Невадской зоны Кордильер Северной Америки. Значительную часть площади полуострова занимает гранитный батолит. Он окружен метаморфическими породами невадского типа. В их комплекс входят породы нижнего мела, тогда как отложения верхнего мела и третичные не метаморфизованы и лежат на *более древних породах несогласно. На юге полуострова эти породы несог*ласно перекрыты конгломератами, песчаниками, лавами и брекчиями нижнего и среднего миоцена.

Строение полуострова позволяет рассматривать его как блок, наклоненный на запад. Существуют признаки больших опусканий материковых структур по окраинам полуострова в плейстоцене. Калифорнийский залив представляет собой, по-видимому, грабен.

Более ранняя история *Сьерры Мадре Оксиденталь* была рассмотрена выше. Следует отметить излияние олигоценовых андезитов и миоценовых риолитов, а *также граниты, рвущие породы миоцена. Вулканы централь*ного типа возникли здесь в плейстоцене и действуют до сих пор (Eardley, 1962; Guzman, Cserna, 1963). *Выделяется широтная полоса вулканов, пе*ресекающая всю Мексику на широте г. Мехико и расположенная по северной границе пояса метаморфических пород.

В Андах Южной Америки к западу от массива Пуна, поднявшегося в конце палеозоя, располагается Главный мезозойский прогиб, протянувшийся почти по всей длине Анд (Белоусов, 1963а). Кроме того, нас интересует Береговая равнина, которая хорошо выражена в Колумбии и Эквадоре, а южнее представлена только небольшими участками в Перу и Чили, где значительная часть ее срезана океаном. Главный мезозойский прогиб и Береговая равнина разделены Береговым хребтом, сложенным древними метаморфическими породами, о которых речь шла раньше.

Альпийский геосинклинальный цикл начинается в Андах после окончания в нижнем триасе герцинского цикла. Поднятия, сформировавшиеся в герцинской геосинклинали,— Пуна и Береговой хребет — сохрани-

лись в альпийской геосинклинали в качестве интрагеоантиклиналей, а Главный мезозойский прогиб, расположившийся между этими поднятиями, был интрагеосинклиналью, где накапливались породы большой мощности.

Альпийский цикл начался морской трансгрессией, которая в Чили произошла в среднем триасе, а в Перу — в верхнем триасе. В Чили отлагались конгломераты, сланцы и кератофиры, а в Перу — известняки. Всеобщая большая трансгрессия началась с лейаса. Нижний лейас известен только в Перу, где он представлен вулканогенными породами и известняками. В средней юре отлагались известняки, а в верхней — сланцы и песчаники, которые переходят в континентальные отложения. Южнее, в Чили, разрез сходен с перуанским, но начало накопления приходится на средний лейас. Еще позже, в ааллене, трансгрессия моря распространилась на восток в Мендосу. Все это время наблюдается смена морских фаций на западе — у побережья Тихого океана — прибрежными и континентальными в восточном направлении. Верхняя юра в Чили представлена гипсоносной свитой.

В Эквадоре юры мало. Лейас там представлен известняками, доггер и мальм — красноцветными отложениями. Еще севернее вся юра, как и триас,— пресноводная.

Таким образом, юрская трансгрессия распространялась из Перу к югу и очень незначительно к северу. Повсеместно в конце юры произошла регрессия.

К меловой системе в Андах обычно причисляют и верхний титон, который объединяют с неокомом. К эпохе верхнего титона — неокома относится так называемая андийская трансгрессия. В Чили в это время отложились известняки, мергели и песчаники мощностью около 1000 *м*. В Эквадоре к той же толще относятся косослоистые песчаники на востоке и вулканогенная толща на западе. В Колумбии неокому принадлежит очень мощная свита (6000 *м*) морских сланцев, играющая важнейшую роль в тектонике этой страны.

После накопления андийской серии произошло внедрение колоссального андийского гранитного батолита. Точный возраст его неизвестен. По наблюдениям в Чили он внедрился после неокома и до сенона. В Перу данные не столь определенны и можно предполагать, что батолит образовался в конце мела. Выходы этого гранитного батолита прослеживаются на 6000 *км* от Огненной Земли до северной части Перу. Они приурочены к Главному мезозойскому прогибу и Береговому хребту в виде сплошных полос гранита или многочисленных мелких выходов, которые, вероятно, объединяются на глубине. Отметим, что возраст андийского батолита в пределах точности стратиграфических определений совпадает с возрастом невадских гранитов и гранодиоритов Северной Америки, в связи с чем в Главном мезозойском прогибе Анд можно видеть аналог Невадской зоны Кордильер Северной Америки. Положение этих двух зон относительно более древних структурных комплексов, как мы видим, совершенно одинаково.

Морские сенонские отложения в Чили развиты только в Береговой зоне. Дальше от берега в пределах Анд все отложения, начиная с верхнего баррема,— континентальные. Среди сенонских пород Чили много вулканогенного материала.

В Боливии к верхнему мелу относится красноцветная формация Пуна. Она лежит несогласно на палеозое. В это время массив Пуна был опущен, тогда как в Главном мезозойском прогибе происходили поднятия. В северо-западном Перу развиты известняки альба и сеномана, выше которых залегают сланцы, относящиеся к верхнему мелу. В Эквадоре выше известняков альба — коньяка залегает красноцветная толща. В Колумбии после сланцев неокома накапливались морские отложения

верхнего мела. Лишь в самом конце мела на востоке имела место регрессия и появились угленосные фации. К западу эти породы переходят в нормальные морские. Морской разрез характеризует весь верхний мел и на крайнем юге — в Патагонии.

Таким образом, наиболее раннее поднятие в андийской геосинклинали происходило сразу после неокома в средней части Анд — там, где раньше всего началось и опускание.

Морские третичные отложения известны только в виде отдельных небольших пятен вдоль берега Тихого океана. Особенно мощны они в Эквадоре, где достигают 9000 *м*. Восточнее на материке палеогеновая и неогеновая системы представлены континентальными отложениями, которые достигают огромной мощности в Боливии на Альтиплано (7000 *м*). *Произошло раздробление древнего массива и образование на нем* горстов и грабенов. В Главном мезозойском прогибе Чили и в Западной Кордильере в Перу в это время накопились несколько тысяч метров андезитов, трахитов и базальтов. В общем в эоцене преобладали андезиты и дациты, в миоцене — базальты, но в целом андезитовые лавы в кайнозойской истории Анд, несомненно, пользуются большим преимуществом.

Альпийская складчатость в Андах удивительно спокойна: она преимущественно глыбовая, сопровождаемая складчатостью нагнетания. *Прослеживание тектонических зон Южно-Американских Анд показывает*, что наиболее западные из них по простиранию под очень косым углом срезаются краем океана. Так, только в виде обрывков сохранилась Береговая равнина с ее верхнемеловыми и третичными отложениями. Сложенный палеозоем Береговой хребет, являющийся интрагеоантиклиналью в альпийской геосинклинали Анд, известен на юге Чили, а севернее срезается берегом и наблюдается лишь в виде обрывков на побережье Перу.

Из изложенного видно, что мезо-кайнозойское развитие Анд Южной Америки весьма сходно с одновременным развитием Кордильер Северной Америки. И здесь и там, после окончания герцинского тектонического цикла, к западу от палеозойского поднятия сформировалась геосинклиналь, где накопление продолжалось до нижнего мела включительно. После этого и там и здесь имело место внедрение громадных гранитных батолитов и произошло поднятие, а накопление более молодых отложений, начиная с верхнего мела, происходило западнее. Кайнозойская тектоническая зона Калифорнии может быть сопоставлена с Береговой зоной Южной Америки. Но тектоническая жизнь в этот переломный период была в Северной Америке несколько более напряженной, чем в Южной. Весь кайнозой характеризуется чрезвычайно интенсивным вулканизмом, причем последовательность лав разного состава вполне сходна. *Следует отметить, что прибрежные структурные комплексы* Южной Америки так же срезаны краем океана, как и структуры Калифорнии, причем время срезания, по-видимому, одинаковое — плейстоцен.

В целом мы отмечаем для всей внутренней периферии Тихого океана не очень глубокое, но вполне заметное крайне молодое срезание берегом и континентальным склоном тектонических структур суши и очень сложное строение, которое характеризуется сочетанием геосинклиналей, развивавшихся в течение альпийского цикла в различное время, и вулканических островных дуг с глыбовой структурой. *В следующей главе* мы попытаемся объединить изложенные здесь данные.

Глава четвертая

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕРИФЕРИИ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Анализ истории развития периферии Тихого океана значительно более труден, чем аналогичный анализ развития окраин Атлантического и Индийского океанов. Там мы имели дело с простым строением шельфов (и краевых плато), рисующим картину медленного прогибания окраин океана в течение верхнего мезозоя и кайнозоя, несогласно наложенного на домезозойскую структуру окружающих материков. Палеозойские геосинклинали подступали к краям северной части Атлантического океана, к побережьям Аргентины и Южной Африки и всюду были срезаны краем океана под тем или иным углом или вдоль простирания. На значительном протяжении в Южной Америке и Африке к океану примыкали древние, эпипротерозойские, платформы. И только в районах Гибралтара и двух островных дуг на западе Атлантического океана последний граничил с молодыми, мезо-кайнозойскими, геосинклиналями.

Тихий океан полностью окружен молодыми геосинклиналями, которые прерываются лишь для того, чтобы на том или ином протяжении уступить место островным дугам второго типа с их молодым и современным вулканизмом. В этих условиях трудно разделить явления, связанные с развитием молодых геосинклиналей и островных дуг второго типа, с одной стороны, и с формированием периферических частей впадины Тихого океана как таковой — с другой. Больше того, за кольцом мезо-кайнозойских геосинклиналей и вулканических островных дуг лежит кольцо палеозойских (герцинских и каледонских) геосинклиналей, также в общем опоясывающих область Тихого океана. Таким образом, по периферии Тихого океана длительно проявлялся геосинклинальный режим, причем простирания геосинклиналей разного возраста на отдельных участках в целом совпадают с направлением края современного океана. Такой параллелизм геосинклиналей разного возраста и края океана вместе с наблюдаемым во многих местах смещением проявления геосинклинального режима при переходе от палеозоя к мезо-кайнозою, в сторону океана, наводит на предположение о наличии внутренних связей между океаном и окружающими геосинклиналями, причем связей весьма древних, установившихся, во всяком случае, с начала палеозоя. Возникает идея древности Тихого океана, который таким образом противопоставляется молодым Атлантическому и Индийскому океанам. Эта идея древности Тихого океана подкрепляется и теми палеогеографическими данными, которые показывают, что в течение всего фанерозойского времени трансгрессии на окружающие материки шли со стороны области, занятой ныне Тихим океаном. Например, в Кордильерах Северной Америки среди осадков кембрия, девона, карбона, перми, юры, мела, палеогена и неогена вблизи океана всегда преобладают морские фации, тогда как с удалением от него в их составе относительно бо́льшую роль приобретают континентальные отложения (Fourmarier, 1940).

Однако распространение морских трансгрессий из области, занятой сейчас Тихим океаном, в сторону окружающих материков еще ничего не говорит в пользу существования уже с начала палеозоя глубоководного океана, сходного с современным. Трансгрессии указывают лишь на существование в пределах Тихоокеанской области морских бассейнов, но ничего не сообщают о глубине последних: бассейны вполне могли быть и мелководными. Если мы обратимся к другим областям земного шара, например к тем, которые лежат вдоль Тетиса, то увидим, что постоянным источником трансгрессии с начала палеозоя являлась геосинклиналь, причем внутри самой геосинклинали трансгрессии, как правило, распространялись от осевой ее части к периферии. Именно в осевой части геосинклинали морские бассейны сохранялись дольше всего в эпохи больших регрессий.

Поэтому распространение трансгрессий со стороны Тихоокеанской области может быть объяснено не существованием с палеозоя глубоководного Тихого океана, а тем, что осевая зона геосинклинали в то время располагалась вне современной суши — где-то в пределах прилегающих к суше участков Тихоокеанской области.

Косвенным указанием на возможность такого решения вопроса является миграция зон проявления геосинклинального режима. На примере того же Тетиса, особенно его Европейско-Африканского отрезка, можно видеть, что миграция геосинклиналей от одного тектонического цикла к другому состоит не в том, что геосинклиналь перемещается на совершенно новое место, ранее не бывшее геосинклиналью, а в том, что более поздние геосинклинали занимают все более узкие зоны внутри значительно более широкой зоны более ранних геосинклиналей. Таким образом, зона наиболее молодой (альпийской) геосинклинали представляет собой место не нового возникновения геосинклинального режима, а наиболее длительного его сохранения.

Такая зона наиболее длительного сохранения геосинклинального режима располагалась в Тетисе не обязательно вдоль оси древней геосинклинали: отмирание геосинклинального режима от одного тектонического цикла к другому могло происходить и асимметрично. В Западной Европе и Северо-Западной Африке сокращение геосинклинальной области от палеозоя к альпийскому циклу произошло почти симметрично: остатки палеозойских геосинклинальных условий наблюдаются как к северу (в массивах Западной Европы), так и к югу (в Анти-Атласе) от сохранившейся альпийской средиземноморской геосинклинали. Но восточнее Скифская эпигерцинская платформа, расположенная к северу от Кавказа, не имеет симметричной себе эпигерцинской платформы к югу от альпийской геосинклинали. Еще резче эта асимметрия в отмирании геосинклинальных условий выражена в центральной Азии, где севернее сохранившейся альпийской геосинклинали Северных Гималаев располагается огромная область эпикаледонских и эпигерцинских платформ, распространяющаяся вплоть до озера Байкал. Вся эта область вместе с Гималаями в начале палеозоя представляла единую, но сложно расчлененную геосинклиналь.

Основываясь на этих примерах, мы можем с большей вероятностью заключить, что мезо-кайнозойские геосинклинали, окружающие Тихий океан, развились на тех же площадях, где и раньше (в палеозое) существовали геосинклинальные условия, но что они занимают лишь часть более широких палеозойских геосинклиналей. Мы не знаем, происходило ли отмирание геосинклинального режима симметрично с обоих краев геосинклинальной зоны или асимметрично, в связи с чем невозможно сказать, насколько далеко в область современного океана распространялась эта древняя геосинклиналь. Мы ничего не знаем об условиях по другую сторону этих геосинклиналей в центральной области Тихого океана. Но, во всяком случае, сопоставление с Тетисом позволяет нам отрешиться

от мысли, что миграция геосинклинальных условий, наблюдаемая по периферии Тихого океана, представляет собой нечто особое и обязательно имеет отношение к формированию океана.

К сожалению, необходимые для подтверждения нашего предположения наблюдения над палеозойским фундаментом мезо-кайнозойских тихоокеанских геосинклиналей почти отсутствуют, так как палеозойский фундамент в зоне этих геосинклиналей либо не обнажается, либо не изучен. Явно геосинклинальные метаморфические палеозойские породы известны на Камчатке. Имеются, но не изучены палеозойские породы на Новой Гвинее и Новой Каледонии. Они широко развиты в Береговом хребте Южно-Американских Анд и в Кордильерах Северной Америки. Эти разрозненные выходы метаморфизованного и сильно дислоцированного, пронизанного изверженными породами палеозоя в целом все же делают вероятным наше предположение о расположении мезо-кайнозойских геосинклиналей периферии Тихого океана внутри более широких палеозойских геосинклиналей.

Отсюда, однако, не следует, что мезо-кайнозойские геосинклинали всегда располагались параллельно краям или внутреннему расчленению палеозойских геосинклиналей. Для некоторых районов намечаются более сложные взаимоотношения. Мы указывали на несоответствие простираний палеозойских складчатых зон Австралии и альпийской складчатой зоны Новой Гвинеи. Это несоответствие покажется особенно крупным, если учесть, что на юге палеозойская геосинклиналь должна была иметь ширину достаточную, чтобы включить как Восточную Австралию, так и Новую Зеландию, и что только на последней мы находим ту молодую складчатую зону, которая может явиться продолжением Ново-Гвинейской складчатой зоны. В то же время на севере, где палеозойские складчатые зоны Восточной Австралии резко поворачивают вдоль южного берега Новой Гвинеи на северо-запад, расстояние от края платформы до молодой складчатой зоны очень мало́. Едва ли такое резкое сужение оставшейся за пределами альпийской геосинклинали более древней геосинклинальной зоны могло произойти без пересечения альпийской складчатой зоной ряда внутренних зон палеозойской геосинклинали.

Сходные отношения были отмечены нами в районе о-ва Борнео и Филиппинского архипелага. На севере Японии палеозойские интрагеосинклинали простираются несогласно с простиранием молодой геосинклинали. Ряд палеозойских поднятий и прогибов в Кордильерах Северной Америки простираются несогласно с простиранием молодой складчатой зоны Южной Калифорнии (см. рис. 37). Некоторое несоответствие палеозойских и более поздних простираний отмечается в отдельных районах Центральной и Южной Америки.

К этому следует прибавить, что изменение от места к месту ширины оставшейся за пределами альпийской складчатой зоны палеозойской геосинклинали показывает, что первая блуждает внутри второй, то прижимаясь к ее краю, то уходя в глубь нее. Кроме Австралийского участка широкая полоса палеозойской геосинклинали остается за пределами альпийской складчатой зоны на всем протяжении Северной и Южной Америки, тогда как в районе Тайваня, например, расстояние между молодой складчатой зоной и древней Китайской платформой так мало́, что, видимо, здесь края палеозойской и альпийской геосинклиналей совпадают. Такое блуждание молодой геосинклинали внутри более древней едва ли может происходить без взаимного пересечения отдельных структурных элементов разного возраста.

Там, где можно изучить историю развития каледонских и герцинских геосинклиналей, примыкающих к Тихому океану, не обнаруживается заметных уклонений от обычных закономерностей геосинклинального развития. Например, каледонское и герцинское геосинклинальное развитие Восточной Австралии и Южной Америки ничем не отличается от

«мировых стандартов»: ни временем проявления отдельных стадий, ни последовательностью формаций, ни характером и последовательностью магматической деятельности. В других случаях, например в Японии или в Кордильерах США, можно лишь отметить, что конец герцинского цикла падает, как и обычно, на конец палеозоя и что он закончился поднятием и складчатостью.

Что касается мезо-кайнозойского времени, то здесь в тектоническом развитии периферии Тихого океана есть некоторое своеобразие.

На Новой Гвинее, Филиппинах, Тайване и в Японии развитие молодых геосинклиналей укладывается в обычные временные рамки альпийского геосинклинального цикла. На Новой Гвинее прогибание развивалось в течение юры, мела и палеогена, после чего произошла инверсия. На Филиппинах прогибание было приурочено к юре и мелу, в конце которого произошла инверсия и начали прогибаться межгорные прогибы. На Тайване стадии были распределены во времени так же, как на Новой Гвинее, а в Японии, после прогибания в триасе, юре и нижнем мелу, перед верхним мелом наступила сопровождаемая основной складчатостью инверсия. Последний случай не следует считать исключительным для альпийских геосинклиналей: предверхнемеловая и даже более ранняя инверсия широко проявляются в типичных геосинклиналях альпийского тектонического цикла. Например, перед верхним мелом произошла инверсия в Восточных Альпах (Белоусов, Гзовский, Горячев, 1951), а в Сомхетской интрагеосинклинали на Кавказе инверсия имела место в конце неокома (Белоусов, 1962).

Но на северном и южном флангах западной периферии Тихого океана наблюдаются несколько иные условия. На юге, в Новой Зеландии, последний тектонический цикл начался прогибанием в карбоне. Прогибание продолжалось вплоть до средней юры включительно, в конце которой произошла инверсия и выросло центральное поднятие. Позже восходящие движения нарастали, причем значительное усиление их пришлось на конец нижнего мела, а начиная с верхнего мела имело место общее тектоническое успокоение, свидетельствовавшее о завершении геосинклинального режима.

Совершенно в тех же временных рамках развивались движения в Яно-Колымской геосинклинали на Северо-Востоке СССР. Там также прогибание началось в верхнем карбоне, в конце средней юры преобладание перешло к поднятиям, а окончательно воздымание всей территории и тектоническое успокоение произошло в конце нижнего мела. Как только развитие Яно-Колымской геосинклинали завершилось общим недифференцированным поднятием, стала (в верхнем мелу) прогибаться Корякско-Камчатская молодая геосинклиналь, в которой инверсия наступила в конце верхнего мела. Однако геосинклинальный режим здесь сохранился вплоть до четвертичного времени[1].

Таким образом, в Новой Зеландии и на Северо-Востоке СССР проявляются тектонические геосинклинальные циклы, сильно смещенные во времени относительно обычных альпийских циклов. Можно сказать, что они смещены на половину фазы, так как максимум прогибания в них падает на время, когда в альпийских геосинклиналях прогибание только начинается, а инверсия происходит в эпоху максимального прогибания. Такие циклы именуются мезозойскими. Условно мы сохраним это название, хотя правильнее было бы именовать этот цикл, подобно другим, каким-либо местным именем, тем более что начинается он еще в палеозое.

---

[1] Иногда Корякско-Камчатская область (а вместе с ней и ряд других) считается современной геосинклиналью (например, Петрушевский, 1964). Нам кажется, что сейчас нет достаточных геологических критериев для выделения современных геосинклиналей. Геологические методы позволяют судить только о характере прошлого развития.

Если в Новой Зеландии этим циклом геосинклинальное развитие полностью закончилось, то на севере после его завершения и рядом с областью его развития образовалась новая геосинклиналь с убыстренным развитием. Нет определенных данных о том, что было на месте Корякско-Камчатской геосинклинали между концом палеозойского цикла и началом ее погружения в альпийском цикле, т. е. до верхнего мела. Вероятнее всего, здесь сохранялось поднятие. Начавшую опускание с верхнего мела Корякско-Камчатскую геосинклиналь, с той же степенью условности, с какой мы называли мезозойские геосинклинали, можно назвать кайнозойской геосинклиналью, хотя заложилась она еще в мезозое. Следовательно, вместо одного альпийского цикла геосинклинального развития здесь проявились два цикла — мезозойский и кайнозойский, следовавшие друг за другом и смещенные пространственно.

На Аляске и в Кордильерах Северной Америки наблюдается сходная картина. Но, поскольку там мезозойский цикл начинается в триасе, т. е. в обычное для начала альпийского цикла время, мы можем говорить, что два тектонических цикла — мезозойский и кайнозойский — явились результатом разделения на две части единого альпийского цикла. Действительно, породы невадского цикла в Америке начинают прогибаться в триасе, проходя через инверсию в верхней юре или в конце неокома, и завершают поднятие к верхнему мелу. В верхней юре или нижнем мелу начинаются геосинклинальные прогибания в полосе, расположенной ближе к океану, инверсия в этих прогибах происходит перед верхним мелом или в конце него и геосинклинальный режим, уже в условиях преобладания поднятий, продолжается в течение всего кайнозоя. Наиболее ясны соотношения между Сьеррой-Невадой и прибрежной частью Южной Калифорнии.

В первой зоне прогибание, начавшееся в триасе, завершается поднятием перед киммериджем, во второй зоне именно в это время начинает накапливаться в интрагеосинклиналях францискская формация, а перед верхним мелом происходит инверсия и дальнейшее накопление продолжается в новых межгорных прогибах. На Аляске прогибание в невадской зоне в конце неокома сменилось поднятием, а новое прогибание развивалось вплоть до конца верхнего мела несколько южнее и в палеогене сместилось на прибрежную зону.

В Мексике и Андах мы снова видим нормальное развитие альпийского геосинклинального цикла с инверсией в конце нижнего мела.

Таким образом, особенностью развития в мезо-кайнозое геосинклиналей, окружающих Тихий океан, является разделение обычного альпийского цикла на два — мезозойский и кайнозойский. Это происходит на всем протяжении Кордильер Северной Америки и на Северо-Востоке СССР, причем в последнем случае мезозойский цикл начинается уже в конце карбона, хотя кончается он несколько позже, чем в Северной Америке. Название «кайнозойский», как выше отмечалось, дается условно, так как начинается он, например, на Камчатке в верхнемеловое время, а в Калифорнии — в верхнеюрское. В Новой Зеландии смещенный назад во времени мезозойский цикл, аналогичный тому, который проявился в Яно-Колымской геосинклинали, завершает геосинклинальное развитие. На остальных периферии Тихого океана развивается вполне нормальный альпийский геосинклинальный цикл.

Пользуясь методом сопоставления, следует поискать в других геосинклиналях аналогичного разделения основного тектонического цикла на два частных с появлением значительно позже начала основного цикла новых, как бы «запоздалых» интрагеосинклиналей. Возможно, что нечто подобное наблюдается в Кавказской геосинклинали альпийского цикла в связи с поздним появлением в ее системе Аджаро-Триалетской интрагеосинклинали. Действительно, развитие Большого Кавказа иллюстрирует классический тип геосинклинального цикла с началом прогибания в начале

юры, общей инверсией в миоцене и заключительным горообразованием в четвертичное время. В Сомхетской интрагеосинклинали инверсия произошла в конце нижнего мела. Как раз в это время образовался Аджаро-Триалетский интрагеосинклинальный прогиб, который прогибался вплоть до конца среднего эоцена, когда произошла инверсия с образованием центрального поднятия. Эту новую интрагеосинклиналь, с таким опозданием возникшую внутри Кавказской геосинклинали, Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) называют вторичной. Она расположилась как раз по границе между двумя древними массивами — Куринским на севере и Ахалкалакским на юге,— бывшими в системе Кавказа в то время интрагеоантиклиналями (рис. 44). Строение этих двух массивов и их история различны и вполне вероятно, что на некоторой стадии между ними возник глубинный разлом, вдоль которого и заложилась новая интрагеосинклиналь. То, что последняя связана с глубоким разломом, видно из огромного развития вулканогенного материала в ее разрезе.

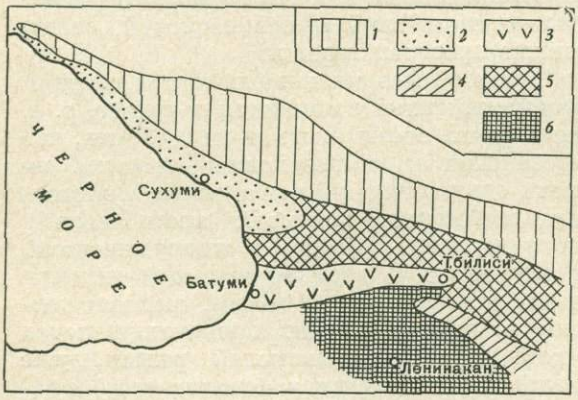


Рис. 44. Положение «запоздалой» Аджаро-Триалетской интрагеосинклинали в системе Кавказской геосинклинали

1 — интрагеосинклиналь Большого Кавказа; *2* — Рионская парагеосинклиналь; *3* — Аджаро-Триалетская интрагеосинклиналь; *4* — Сомхето-Карабахская интрагеосинклиналь; *5* — Куринская интрагеоантиклиналь; *6* — Араксинская интрагеоантиклиналь (Ахалкалакский массив)

Этот пример показывает, что возникновение новых глубоких разломов внутри геосинклинали может явиться причиной образования новых интрагеосинклиналей, развитие которых может занимать лишь некоторую часть основного тектонического цикла. Это заключение мы попытаемся использовать дальше. В мезо-кайнозойской истории периферии Тихого океана имеются и другие особенности.

Следует обратить внимание на образование колоссальных по размеру гранитных батолитов в Кордильерах Северной Америки и Андах Южной Америки. Каждая геосинклиналь проходит через стадию образования гранитных батолитов, но нигде в мире неизвестны батолиты, протягивающиеся вдоль геосинклинали сплошными телами на тысячи километров. Причем возраст их, как мы видели, всюду довольно близок: верхняя юра — конец нижнего мела.

Если гранитизацию связывать с прогреванием земной коры астенолитами, поднимающимися из волновода верхней мантии (Белоусов, 1966), то столь повсеместная и приуроченная к короткому промежутку геологического времени гранитизация требует предположения об образовании в это время в верхних слоях мантии канала, способствующего поднятию большой массы астенолитов. Таким каналом может быть лишь сеть разломов, рассекающих верхнюю мантию до глубины волновода.

Одновременно с формированием батолитов на восточной периферии океана на его западной окраине образуются огромные линейные зоны вулканических излияний. Северная зона — Чукотско-Охотская — начала образовываться в нижнем мелу, а наиболее интенсивные излияния были в верхнем мелу и палеоцене. В течение верхнего мела и палеогена сильные излияния были приурочены также к восточному борту Сихотэ-Алиня.

В это время излияния происходили на юго-востоке Кореи. Размещение всех этих эффузивов, преимущественно андезитовых, показывает, что существовало по крайней мере два больших разлома, расположенных кулисообразно, которые являлись путями проникновения магмы на поверхность; один протянулся от Чукотки до побережья Охотского моря, другой образовался по восточной границе Сихотэ-Алиня, откуда он, возможно, протягивался в Корею.

Приблизительно в то же время наблюдалось большое тектоническое раздробление в Юго-Восточном Китае. Возможно, что оно началось раньше, но достигло кульминации в верхнем мелу.

Явные признаки многократно повторяющегося раскалывания земной коры по периферии Тихого океана сопутствуют и дальнейшей его истории.

Отметим огромные по объему вулканические излияния Каскадного комплекса в США, которые в целом охватили время от верхнего эоцена до четвертичного. С конца миоцена до четвертичного времени происходило усиленное раскалывание складок Южной Калифорнии, а также поднятия в центральной (герцинской) полосе Кордильер.

Чрезвычайно сильный вулканизм характеризовал историю Анд в эоцене, миопене и четвертичном периоде.

На Камчатке весь разрез верхнего мела и кайнозоя в центральной и восточной частях полуострова насыщен вулканогенными породами. Центральное поднятие, образовавшееся в начале палеогена, испытало в олигоцене и миоцене своеобразный распад, выразившийся в расчленении единого поднятия на ряд горстов и грабенов. Этот процесс сопровождался сильным вулканизмом. В начале четвертичного периода здесь вулканизм угас и переместился восточнее — в Восточно-Камчатский хребет — на продолжение дуги Курильских о-вов.

Явления того же характера на северной и западной окраинах океана привели к образованию островных дуг второго типа. Только на Окинаве и на некоторых из Алеутских о-вов были обнаружены палеозойские (?) породы. На Малых Курильских о-вах известны выходы верхнемеловых отложений. На всех других островных дугах этого типа наиболее древними палеонтологически охарактеризованными породами являются эоценовые. Но последние залегают на «фундаменте», состоящем из сложного комплекса интрузивных и эффузивных пород, среди которых ультраосновные интрузии играют значительную роль. Этот комплекс, внутреннюю структуру которого крайне трудно расшифровать, видимо, состоит из пород, которые внедрились в большие трещины. Их возраст следует считать верхнемеловым или несколько более ранним. Но, очевидно, впоследствии эти разломы переживали многократные обновления, которые после верхнемеловой и эоценовой вулканической фазы привели к новому усилению вулканизма в миоцене, а затем — в верхнем плиоцене и плейстоцене.

Строение Фосса Магна, где Бонинская островная дуга пересекает о. Хонсю, позволяет предполагать, что раскрытие трещины, лежащей в основе островной дуги второго типа, сопровождается на поверхности прогибанием земной коры. Этот прогиб заполняется вулканическими и осадочными породами. Миоценовый возраст прогиба Фосса Магна соответствует, очевидно, фазе разрастания разлома, который, как это обычно бывает с каждым разломом, образовался первоначально на небольшом отрезке, а потом разрастался в длину. В одну из таких фаз разрастания разлом пересек о. Хонсю.

Островные дуги второго типа, как уже указывалось, не являясь геосинклиналями, во многих местах по-разному накладываются на геосинклинали островных дуг первого типа. Они выражены грядами молодых вулканов. Гряда вулканов зоны Фосса Магна пересекает геосинклинальные структуры Японии поперек. Такое же пересечение грядой вулканов, отвечающей продолжению Курильской дуги, наблюдается на Хоккайдо.

Другие гряды молодых и современных вулканов вытягиваются не поперек, а вдоль геосинклинальных структур Новой Зеландии, Новой Гвинеи, Филиппин, Японии, Камчатки.

Наложение вулканических гряд на геосинклинали следует рассматривать как результат раскалывания новыми глубокими разломами геосинклинальных структурных комплексов. То, что местами вулканические гряды секут геосинклинальные структуры и что часто такие гряды в форме островных дуг второго типа существуют самостоятельно, вне геосинклиналей, позволяет видеть в молодых вулканических грядах, совпадающих пространственно с геосинклиналями, явление наложенное, не связанное непосредственно с развитием самой геосинклинали, а лишь использующее уже ранее вызванную геосинклинальными процессами разбитость земной коры.

Но, с другой стороны, появление глубоких разломов может повести к образованию типичной геосинклинали (вернее, единой интрагеосинклинали), как это мы пытались показать на примере Аджаро-Триалетской интрагеосинклинали. Поэтому в принципе процесс формирования островных дуг второго типа можно рассматривать как стадию на пути к формированию интрагеосинклинали. Случаи, когда эта стадия действительно приводит к развитию настоящего геосинклинального режима, редки.

Одним из таких случаев является, по-видимому, Курильская островная дуга, которую, основываясь на больших мощностях палеогеновых и неогеновых отложений, А. В. Горячев (1966) считает геосинклиналью. Других случаев подобных больших мощностей отложений, измеряемых многими тысячами метров, мы на островных дугах второго типа не знаем.

Кроме того, поскольку вулканические дуги местами накладываются на геосинклинальные структуры, а последние могут испытать в дальнейшем раскалывание и оседание, то островные дуги второго типа в этом случае будут иметь геосинклинальное подножие, являющееся останцом геосинклинальных структур, развитых ранее на более широкой площади. Вероятно, последнее толкование наиболее правильно для тех случаев, когда под новейшими вулканами островных дуг второго типа обнаруживается геосинклинальное основание, как, например, на Новой Каледонии. Может быть, так же следует понимать и строение Курильских о-вов.

Островные дуги тесно ассоциируются с глубоководными желобами. Известна точка зрения (Тихонов, 1965; Gorai, 1965), что глубоководные желоба сопровождают не островные дуги, как таковые, а гряды действующих вулканов. Например, Курило-Камчатский желоб продолжается на север настолько, насколько протягивается цепь Камчатских современных действующих вулканов. Нет желоба и вдоль берега Северной Америки южнее Аляски. Он появляется у берегов Центральной Америки и отсюда протягивается вдоль всей Южной Америки. В Северной Америке, как известно, действующих вулканов нет, но они тянутся почти непрерывной цепью от Мексики до южных районов Чили.

Важным процессом в мезо-кайнозойском развитии периферии Тихого океана является опускание отдельных участков суши под уровень моря.

Из геологических данных, изложенных выше, следует, что краевые моря, опоясывающие с севера и запада Тихий океан, являются молодыми, образованными в результате совсем недавнего опускания земной коры на месте бывших участков суши. Это опускание произошло в разное время, но не раньше начала миоцена. Вполне определенно миоценовый возраст устанавливается для Тасманова и Японского морей. Более поздний — плиоценовый — возраст имеют Охотское и Берингово моря. Менее определенно, но все же в пределах неогена и плейстоцена устанавливается возраст для морей Банда, Целебесского, Сулу, Южно-Китайского и Восточно-Китайского.

Краевые моря отличаются гораздо более сложным рельефом дна, чем глубоководные котловины средней части Тихого океана. Естественно возникает предположение, что причина этой сложности лежит в неравномерности проседания земной коры. Можно думать, что проседание происходило отдельными участками, которые образуют в рельефе дна ступени, отвечающие разной степени опускания. Особенно хорошо такое разделение земной коры в процессе ее оседания на глыбы видно в морях Индонезийского архипелага. Море Банда, заливы, внедряющиеся в причудливо изрезанный о. Целебес, моря Целебесское и Сулу представляют с этой точки зрения отдельные опущенные глыбы, а границами между ними являются горсты островов и полуостровов.

Дальше, при рассмотрении геологического строения внутренних частей океанов, в особенности Индийского, мы найдем признаки разделения их дна на различно опущенные, гораздо более крупные глыбы, и границы между ними будут обозначены подводными хребтами горстового происхождения. Сейчас мы сталкиваемся с тем же явлением меньшего масштаба.

Интересно обратить внимание на море Сулу. Оно разделено на две ступени: менее опущенную северо-западную и более опущенную юго-восточную. По границе между этими ступенями протягивается цепочка подводных возвышенностей явно вулканического происхождения. Некоторые из них увенчаны коралловыми островами.

Совсем недавними, преимущественно плейстоценовыми, опусканиями отдельных участков земной коры следует объяснить и обрубленность структуры крупных островов, принадлежащих к островным дугам первого типа. Мы говорили, что геосинклинальные комплексы Филиппин, Тайваня и Японии, представлявшие первоначально единое целое, ныне расчленены на куски, между которыми располагаются морские впадины глубиной до 3000 *м* без каких-либо признаков в рельефе дна продолжения этих структурных комплексов. Говорилось также и об обрубленности структуры Новой Зеландии.

Срезание структурных комплексов, связанное с оседанием прибрежных участков континента, наблюдается и по другую сторону океана: плейстоценовое опускание суши Каталинии в Южной Калифорнии и срезание молодых структурных комплексов краем океана на севере Калифорнии, а также вдоль всего побережья Южной Америки.

Учитывая эти данные о недавнем опускании краевых морей и других окраинных зон океана, естественно поставить вопрос, насколько рельеф дна в этих недавно опущенных окраинных зонах океана связан со структурой прилегающих участков суши. Соотношения оказываются различными, но сквозь различия все же усматриваются некоторые характерные черты интересующих нас взаимоотношений.

В относительно мелких, прибрежных, недавно опущенных участках удается найти связь подводного рельефа с наземным тектоническим строением. *Такая связь устанавливается вдоль северных границ морей* Сулу и Целебесского или к северу от западного окончания Новой Гвинеи, где на дне неглубоких участков моря удается проследить подводное продолжение наземных крупных структурных форм (Krause, 1965b, 1966). Точно также несомненна связь подводного рельефа с наземной структурой на Калифорнийском подводном плато, хотя частично рельеф последнего и начал уже выравниваться в результате накопления мутьевых осадков (Krause, 1965a).

Но в других случаях соотношения не столь ясны. Например, чрезвычайно расчлененным рельефом характеризуется весь треугольник «Нео-Австралии», ограниченный Австралией, Новой Гвинеей, Новыми Гебридами, о-ва Тонга, Кермадек и Новой Зеландией. Подводные хребты Колвил-Лау и Кермадек-Тонга протягиваются по простиранию молодых геосинклинальных структур Новой Зеландии и могут считаться подводным

их продолжением. Однако подводный хребет Лорд-Хау подходит к Новой Зеландии под прямым углом к простиранию ее основных тектонических структур. То же можно сказать и о хребте Норфолк, хотя в целом эти оба хребта как-то связаны с поднятой глыбой Новой Зеландии.

В глубоководных котловинах краевых морей несогласие между контурами этих котловин и наземными структурами становится совершенно очевидным. Так, например, котловина Кораллового моря пересекает и прерывает структуры Новой Гвинеи и Новой Каледонии, которые первоначально, вероятно, соединялись. Глубокая котловина Тасманова моря обрезает на юге структурные комплексы Новой Зеландии. Как раз на простирании геосинклинальных структурных комплексов Японии лежит узкая длинная котловина глубиной до 3000 *м*, отделяющая Японию от Тайваня. Совершенно очевидно несогласие юго-восточного края котловины Японского моря со строением прилегающей части Японских о-вов: структурные элементы последних обрезаются котловиной, а обнаруженные в средней части котловины подводные возвышенности никак не увязываются с наземной тектоникой.

Тем более несогласны глубокие котловины по отношению к более древнему, домезозойскому, структурному комплексу. В очевидности такого несогласия легко убедиться, сопоставляя простирание палеозойских структур Восточной Австралии с расположением и контурами котловин Кораллового и Тасманова морей или простирание докембрийских структур Кореи с границей котловины Японского моря. На дне глубокой котловины Японского моря видны только наиболее молодые вулканические структуры, тогда как в целом складчатые структуры Японии или Сихотэ-Алиня в строении дна не находят себе продолжения. Данные о продолжении ряда тектонических зон Камчатки на дне Охотского моря приводит А. В. Горячев (1966).

В целом очевидно, что опускание краевых морей является процессом, наложенным на наземные структуры вплоть до самых молодых. Пока опускание находится еще в начальных стадиях развития и глубины невелики, опущенные наземные структуры сохраняются. Но по мере дальнейшего развития опускания они постепенно каким-то образом «перерабатываются», уступая место специфическим океаническим структурам, связанным с неравномерностью опускания. Такой промежуточный этап мы, возможно, видим в рельефе морей «Нео-Австралии» и, особенно, в таких образованиях, как плато Квинсленд к востоку от Большого Барьерного рифа, которое следует рассматривать как опущенную часть шельфа. Конечной стадией являются выровненные с поверхности котловины, в которых никаких следов наземных структур уже не сохраняется. Весь этот процесс развивается быстро, так как с начала неогена протекло всего 25 млн. лет. Плейстоценовые же опускания, приведшие к погружению на 1000—1500 *м* под уровень моря наиболее молодых структурных комплексов по периферии Тихого океана, имели для своего развития время порядка 1 млн. лет (скорость погружения в среднем 1—1,5 *мм* в год).

Наложенный характер краевых морей западной периферии Тихого океана роднит их по взаимоотношению с окружающими участками суши с Атлантическим и Индийским океанами в местах развития побережий атлантического типа. Различие состоит в значительно более молодом возрасте опускания краевых морей Тихоокеанского бассейна и в том, что они составляют часть крупного океана, который здесь недавно расширился, чего нет в других океанах.

Вернемся еще раз к островным дугам второго типа и приглядимся к их положению во всем этом цикле явлений.

Ориентиром могут служить о-ва Рюкю. Хотя на о-ве Окинава и известны палеозойские породы, однако разрез мезо-кайнозойских пород является здесь типичным для островной дуги второго типа и геосинкли-

пальным считаться никак не может. Следовательно, в дуге Рюкю нельзя видеть связующее звено между мезо-кайнозойскими геосинклинальными структурами о-вов Кюсю и Тайвань. Мы уже указывали, что в зоне, в которой такая связь должна была бы осуществляться, обнаружена депрессия в рельефе дна. Дуга Рюкю расположена как раз на краю этой зоны. Отсюда следует, что эта дуга с вулканами образовалась вдоль разлома, ограничивающего с востока опущенный блок геосинклинальных структур.

Возникает предположение, что вообще островные дуги второго типа образуются вдоль разломов, ограничивающих опустившиеся участки коры, на которых образовались краевые моря. Во всяком случае такое положение могут занимать, кроме о-ва Рюкю, дуги Курильская и Алеутская, ограничивающие опущенные блоки Охотского и Берингова морей, а также подводные и надводные вулканические цепи Тонга и Кермадек, Новые Гебриды, Соломоновы о-ва, ограничивающие молодые моря Меланезии. В таком же положении окажутся многочисленные островные гряды Индонезии. Да и те вулканические гряды, которые наложены на геосинклинальные структуры таких островов, как Филиппинские или Японские, могут быть связаны с разломами, участвующими в опускании глубоких впадин Южно-Китайского и Японского морей.

Обнаружение галек гранито-гнейсовых и других метаморфических пород в палеогеновых отложениях южных Марианских о-вов (см. стр. 94) делает вполне вероятной гипотезу, согласно которой Филиппинское море, расположенное между Филиппинскими о-вами, Тайванем и Рюкю, с одной стороны, и Бонино-Марианской островной дугой — с другой, было сушей в палеогене, в дальнейшем опустившейся. Сложный рельеф дна Филиппинского моря говорит в пользу этой гипотезы. Если же мы примем последнюю, то сможем говорить о существовании в этой области океана ряда больших ступеней на его периферии: первую, наиболее высокую, ступень образует материк, далее следует ступень, образованная Южно-Китайским, Восточно-Китайским и Японским морями, ограниченная островными дугами Филиппин, Рюкю и Японии, ниже лежит ступень Филиппинского моря с Бонино-Марианской дугой по ее внешней границе и, наконец, следует Северо-Западная котловина Тихого океана. Поскольку взаимоотношения в районе Фосса Магна указывают на относительно более молодой возраст Бонино-Марианской дуги по сравнению с Японской дугой, можно думать, что структурное разделение между ступенями краевых морей и Филиппинского моря произошло раньше, чем разделение между последней ступенью и Северо-Западной котловиной Тихого океана, т. е. в течение какого-то времени две последних ступени составляли единое целое.

Хотя выводы о развитии периферии Тихого океана будут значительно более полными после того, как мы рассмотрим данные о геологической истории его внутренних областей, попытаемся все же подвести хотя бы предварительные итоги.

Территория, ныне занятая Тихим океаном, еще в палеозое была опоясана геосинклиналью. В развитии последней никаких особых, отличных от развития других геосинклиналей, черт не наблюдалось и, хотя морские трансгрессии приходили преимущественно со стороны Тихого океана, определенных признаков существования на его месте уже в то время глубокого океанического бассейна нет. Однако нет данных и для отрицания такой возможности. Но имеется большая вероятность того, что палеозойская геосинклиналь была значительно шире ее части, которая сохранилась сейчас на прилегающих материках, и что она распространялась на

какое-то, возможно значительное, расстояние внутрь современного океана. В этом случае морские трансгрессии могли приходить из осевой зоны геосинклинали, а не из центральной части современного Тихого океана, где геологические условия в прошлом могли быть любыми. Они остаются для нас неизвестными.

Геосинклинальные условия сохранились вокруг той же территории и в мезо-кайнозое. Смещение мезо-кайнозойских геосинклиналей в сторону океана по отношению к видимой части палеозойских геосинклиналей может быть истолковано не как перемещение геосинклинальных условий на новое место, а как сокращение ширины геосинклинальной зоны. Расположение мезо-кайнозойской геосинклинали внутри более широкой палеозойской могло быть несимметричным и, во всяком случае, различным в разных местах. Этим объясняются неодинаковая ширина палеозойской геосинклинали за пределами мезо-кайнозойской в различных частях тихоокеанской периферии и местные несогласия простираний палеозойских и мезо-кайнозойских геосинклинальных комплексов.

В основных чертах история тихоокеанских мезо-кайнозойских геосинклиналей, подобно палеозойским геосинклиналям того же региона, подчиняется обычным закономерностям геосинклинального развития. Но на этот обычный фон накладываются некоторые специфические явления. Они выражены в усиленном раскалывании земной коры, сопровождающем его вулканизме и некоторых особых глубинных процессах, а также в глыбовом опускании суши по периферии океана, что приводит к расширению последнего за счет прилегающих материков.

Первые признаки раскалывания по периферии Тихого океана появились, возможно, еще в конце палеозоя (Петрушевский, 1964). Но оно достигло значительной интенсивности в верхней юре, когда заложился Охотско-Чукотский разлом и когда дробление коры началось в Юго-Восточном Китае. На восточной периферии океана с образованием в это же время глубоких расколов в тектоносфере следует связать возникновение новых центров геосинклинальной активности. Это особенно четко проявилось в Южной Калифорнии, где в прибрежной полосе заложились новые (франциские) интрагеосинклинали, и на юге Аляски. Таким образом, возник малый — «кайнозойский» — тектонический цикл внутри основного альпийского цикла.

На западе кульминация раскалывания приходится на верхний мел, когда особенно интенсивные андезитовые излияния происходили не только вдоль Охотско-Чукотского разлома, но и вдоль западного побережья Японского моря, в южной Корее и в Юго-Восточном Китае. Мы можем рассматривать линии разломов, с которыми связаны эти излияния, как первое трассирование границы между самой верхней выделенной выше ступенью — континентальной — и той, на которой в дальнейшем должны будут образоваться краевые моря. На крайнем севере в этой наиболее периферической зоне разломов возникла в верхнем мелу Корякско-Камчатская геосинклиналь, которая по условиям образования вполне аналогична кайнозойским геосинклиналям Калифорнии или Южной Аляски.

Интересно противопоставление Корякско-Камчатской и Японской геосинклиналей. Время начала развития последней (триас) является вполне обычным для геосинклинали альпийского цикла. К началу верхнего мела в Японской альпийской геосинклинали уже произошла инверсия. К северу Японская геосинклиналь продолжалась через о. Хоккайдо на Сахалин, где по простиранию она переходила в парагеосинклиналь и полностью выклинивалась (Рудич, 1962). Вплоть до конца нижнего мела, когда развитие Японской геосинклинали уже дошло до средней стадии, на месте Камчатки, вероятно, еще сохранялось поднятие, возникшее в конце палеозоя. И только усиленное раскалывание тектоносферы в указанной зоне между будущими первой и второй ступенями привело в начале верхнего

мела к образованию поздней альпийской Корякско-Камчатской геосинклинали, продолжавшейся и в зону Курильских о-вов. Напомним, что таких вторичных «запоздалых» геосинклиналей на западной периферии Тихого океана больше нет: в Японии, на Тайване, Филиппинах и Новой Гвинее развитие альпийского геосинклинального цикла происходило по обычным мировым канонам, а мезозойский геосинклинальный цикл Новой Зеландии, закончившийся к верхнему мелу, не имел продолжения. «Запоздалые» кайнозойские геосинклинали второй генерации развиты, как мы видели, вдоль побережья Северной Америки, но отсутствуют в Центральной и Южной Америке.

В период между верхней юрой и верхним мелом почти на всем протяжении Кордильер Северной Америки и Анд Южной Америки образовался колоссальный гранитный батолит, который также можно связать с глубоким раскалыванием тектоносферы, если допустить, что раскалывание охватило верхние слои мантии и глубокие слои коры, создав таким образом пути подъема из мантии в кору горячих астенолитов, но не достигло поверхности земли.

В конце мела, вероятно, начали образовываться разломы, явившиеся основой для островных дуг второго типа. Здесь хронология становится шаткой. После первых излияний в конце мела и начале эоцена наступает, по-видимому, некоторое успокоение, которое нарушается новой фазой вулканизма и, следовательно, оживлением разломов в миоцене.

Именно к миоцену мы относим начало опускания краевых морей на западе Тихого океана. Вероятно, в миоцене оформились все те ступени на западной периферии Тихого океана, о которых выше шла речь. Опускание краевых морей продолжалось и в плиоцене.

Палеогеновый и неогеновый Каскадский вулканический комплекс Северной Америки, сильнейший вулканизм того же возраста в Андах Южной Америки, олигоценовое и более позднее раздробление на горсты и грабены центрального поднятия в Камчатской геосинклинали, аналогичное миоценовое и плиоценовое раздробление центральной зоны Кордильер в Северной Америке — все это явления того же характера, свидетельствующие, как и островные дуги второго типа, о продолжающемся раскалывании земной коры по периферии Тихого океана.

Наконец, в самое последнее геологическое время — в конце плиоцена и плейстоцене — по периферии Тихого океана наблюдалось обрушение участков суши на востоке и западе. В это время опустилось Калифорнийское краевое плато, а также Провинция поднятий и депрессий на юге Аляскинского залива, были обрезаны самые молодые структуры у берегов Южной Америки, обломаны молодые складчатые структуры островов, принадлежащих к островным дугам первого типа, и продолжалось наступление краевых морей на материки Азии и Австралии.

Теперь можно попытаться сформулировать различия в развитии периферий атлантического и тихоокеанского типов. Первые характеризовались стабильным положением берега в течение мезо-кайнозоя и постепенным прогибанием шельфа. Это прогибание усложнялось оседанием по разрывам отдельных более удаленных от материка участков шельфа, что вело к сокращению площади последних и расширению глубоких океанических котловин. За исключением плато-базальтов Гренландии, Шотландии и плато Декан, по периферии атлантического типа не было проявлений вулканизма.

По периферии Тихого океана также имеются признаки спокойного прогибания, к коим следует отнести, например, наклон плейстоценовых террас у берегов Калифорнии, или прибрежного участка в штатах Орегон и Вашингтон в США в течение палеогена и миоцена. Но, несомненно, преобладающими формами дислокаций, связанных с развитием периферий Тихоокеанского бассейна, являются растрескивание земной коры и ее глыбо-

вое оседание. Другое отличие состоит в том, что глыбовое оседание по периферии Тихого океана ведет к расширению площади последнего за счет прилегающих материков. Такое расширение было асимметричным: оно направлялось преимущественно на запад, где к океану присоединялись краевые моря, а по границам опущенных глыб либо сохранялись полосы молодых геосинклинальных структур в виде островных дуг первого типа, либо образовывались вулканические гряды в форме островных дуг второго типа. Расширение площади океана за счет суши происходило и в восточном направлении, но в значительно меньшем масштабе.

Время развития процессов растрескивания и оседания вокруг Тихого океана вполне совпадает с временем развития прогибаний по периферии Атлантического и Индийского океанов. И там и здесь процессы, связанные с развитием океана, начались не раньше юры, а меловой период, особенно верхнемеловое время, явились решающими. Именно в течение мела окончательно оформились контуры депрессий Атлантического и Индийского океанов; в это же время растрескивание вокруг Тихого океана приобрело вполне региональный характер, возможно, начавшись в некоторых местах и раньше. Опускания по периферии всех океанов продолжались вплоть до самого последнего геологического времени.

В чем можно видеть причину различий в характере развития атлантических и тихоокеанских периферий? Растрескивание и связанный с ним вулканизм наводят на мысль о проявлении растяжения в области Тихого океана, тогда как более спокойное течение событий на берегах Атлантического и Индийского океанов, лишь при локальном проявлении окраинного вулканизма, заставляет думать, что там такого растяжения не было. Однако едва ли такие предположения выведут нас на правильный путь. У берегов Атлантического и Индийского океанов есть участки с тихоокеанским типом периферий: Антильская, Южно-Сандвичева и Индонезийская островные дуги. Развитие этих участков периферий ничем не отличается от развития окраин Тихого океана. Опускание Карибского моря совершенно идентично опусканию краевых морей на западе Тихого океана, а условия формирования Антильской островной дуги, в составе которой могут быть выделены как элементы дуги первого типа, так и элементы дуги второго типа, не отличаются от условий образования тихоокеанских островных дуг. В районе Карибского моря обнаруживаются также признаки чрезвычайно молодых обрушений участков суши. Все это можно было бы повторить и относительно истории Индонезийской дуги.

В связи с этим более вероятно, что своеобразный характер течения процессов по периферии Тихого океана связан не с особыми региональными динамическими условиями, а с иной реакцией земной коры на ту же, что и на антлантических периферии, динамическую обстановку. Эта иная реакция обусловливалась тем, что как вокруг Тихого океана, так и на участках периферий тихоокеанского типа в других океанах край океана совпадал с геосинклиналью, развивавшейся в то же время, когда происходило опускание периферии океана. Геосинклинальный процесс связан с раздроблением земной коры, с разделением ее глубинными разломами на блоки. Благодаря постоянным контрастным вертикальным движениям земной коры эти разломы поддерживаются в активном состоянии, а наличие в недрах геосинклинали магматических очагов приводит к тому, что с разломами проявляется и вулканизм.

Таким образом, одни и те же процессы, развивающиеся на большой глубине, вызывают опускание на периферии океанов. Причем в одних случаях, встречая монолитную кору платформы с «залеченными» глубинными разломами, лишенную магматических очагов, эти процессы приводят к плавному прогибанию периферии, осложненному отдельными разрывами подчиненного значения, а в других, действуя на раздробленную кору активной геосинклинали, эти процессы проявляются на поверхности преимуще-

ственно в виде глыбовых оседаний по разломам с выливающейся вулканической лавой. Но и на атлантических периферии проявляется местный платформенный плато-базальтовый вулканизм там, где имеется соответствующая магма на глубине.

Характер глубинных процессов на периферии океанов таков, что в обстановке большой раздробленности и проницаемости коры на окраине океана происходит не только углубление в старых границах, но и присоединение к океану новых участков за счет прилегающих материков. О возможной природе этих глубинных процессов мы сможем говорить после того, как познакомимся с геофизическими данными о строении недр океанов.

Таким образом, мы видим, что при наличии общей основы, состоящей в развитии опускания на периферии всех океанов в течение верхнего мезозоя и кайнозоя, Тихий океан отличается от других океанов характером проявления процессов опускания и сопровождающими последнее вулканическими явлениями. Однако это присуще не столько Тихому океану, как таковому, сколько периферии тихоокеанского типа, в чем убеждает развитие участков периферий тихоокеанского типа в Атлантическом и Индийском океанах.

Глава пятая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГЛУБОКИХ ЧАСТЕЙ ОКЕАНОВ

В этой главе будут приведены сведения о горных породах океанического дна, об их возрасте и условиях залегания. На основании этих сведений будут сделаны выводы о характере геологических процессов на дне океанов и геологической истории последних.

По геофизическим данным, в твердой земной коре океанов выделяют обычно три слоя (Юинг, Пресс, 1957; Магницкий, 1965; Косминская, 1958; Гейскелл, 1964; Raitt, 1963; Юинг, Лэндисмен, 1965; Менард, 1966). Верхний из них характеризуется скоростями продольных сейсмических волн от 2 до 4 *км/сек*. Это — слой осадков, в котором разными авторами на основании различий сейсмических скоростей выделяются рыхлые, полуконсолидированные и консолидированные отложения. Мощность этого слоя изменчива. На больших пространствах он вовсе отсутствует, в некоторых случаях его мощность вырастает до нескольких километров. Такие большие мощности наблюдаются на континентальных подножиях и в краевых и внутренних морях, тогда как в открытом океане мощность осадочного слоя почти не превышает 1 *км* для Атлантического океана и 0,5 *км* для Тихого океана. В типичных местах мощность осадков в Атлантике 0,5 *км*, в Тихом океане 0,3 *км* (Удинцев, Непрочнов, Ковылин, 1965; M. Ewing, Ewing, 1964; J. Ewing, Nafe, 1963).

Второй (сверху) слой океанической коры характеризуется сейсмической скоростью около 5 *км/сек* (от 4 до 6 *км*). Данных об этом слое недостаточно. Он отмечается повсеместно в Тихом океане, но был обнаружен далеко не на всех профилях глубинного сейсмического зондирования в Атлантическом океане. Однако отсутствие указаний о его наличии во многих случаях может быть результатом методических трудностей его выделения, связанных с большей мощностью рыхлых осадков в Атлантическом океане.

Мощность этого слоя в открытом океане колеблется преимущественно между 1 и 2,5 *км*. В среднем мощность считается равной 1,75 *км*.

Третий слой, называемый «океаническим», составляет основную часть океанической коры. Он сложен материалом, скорость продольных волн в котором колеблется от 6,4 до 7,0 *км/сек*, будучи в среднем равна 6,7 *км/сек*, причем в большинстве случаев наблюдаемые скорости мало отличаются от средней. Средняя мощность этого слоя 4,7 *км*.

Глубже залегает мантия, где сейсмические скорости обычно выше 8 *км/сек*.

Мантия и третий («океанический») слой коры известны только по геофизическим данным, если не считать некоторые проблематичные выходы их пород на поверхность океанического дна. Поэтому мы будем говорить о них в гл. VII, посвященной геофизическим данным. В этой главе речь будет идти о тех породах океанического дна, которые могут быть непосредственно наблюдаемы на дне океана или в образцах, поднятых со дна. Эти породы принадлежат ко второму и первому слоям океанической коры.

Второй слой там, где он присутствует, является фундаментом для осадочного чехла океанов. Он выходит на поверхность дна в районах, занятых описанными в гл. I абиссальными холмами, где нет покрова рыхлых осадков. Относительно состава этого слоя высказывались разные точки зрения. Наблюдаемые в нем сейсмические скорости в равной мере могут относиться к гранитоидам, метаморфическим породам, сильно уплотненным осадочным породам и вулканическим лавам, особенно если последние застыли в виде трещиноватой массы или же содержат прослои осадочных пород, присутствие которых понижает среднюю сейсмическую скорость.

В настоящее время едва ли можно сомневаться в том, что второй слой образован преимущественно вулканогенными породами, а именно излияниями базальтов и интрузиями габбро и некоторыми другими основными породами. Заметную роль в этом слое могут играть также серпентиниты. Не исключено, что в нем присутствуют в подчиненном количестве и осадочные породы (Raitt, 1963; Менард, 1966).

К такому заключению приводит состав твердых пород, извлекаемых со дна океанов драгой или достигнутых в редких случаях под осадочным покровом скважинами. Такой же вывод подсказывается и тем, что мощность второго слоя возрастает около вулканических островов, где дно залито покровами базальтовой лавы. Мы располагаем следующими сведениями о составе твердых пород океанического дна и океанических островов.

В Атлантическом океане острова, расположенные на Срединном хребте, сложены преимущественно щелочными оливиновыми базальтами. На о-вах Святого Павла известны серпентинизированные дуниты, которые ряд исследователей считают выделением из мантии (Kushiro, Kuno, 1963). Исландия, лежащая на том же Срединно-Атлантическом хребте, сложена мощными плато-базальтами, среди которых перемежаются толеитовые и щелочные базальты (Муратов, 1961; Bemmelen, 1955). С поверхности Срединно-Атлантического хребта были подняты базальты, габбро, серпентиниты (Quon, Ehlers, 1963; Carr, Kulp, 1953; Shand, 1949). То же сложение имеют Фарерские о-ва (Pálmason, 1965; Noe-Nygaard, 1962, 1966; Menard, 1965). К северу от Пуэрториканского глубоководного желоба на дне были обнаружены серпентинизированный перидотит и базальт (Bowin, Nalwalk, Hersey, 1966).

На вулканических островах Индийского океана (о-ва Коморские, Реюньон, Амстердам, Кергелен и др.) развиты базальты или их дифференциаты (Bussière, 1959; Saint Ours, 1960 и др.).

На гребнях Срединно-Индийского хребта были обнаружены базальты и габбро (Cann, Vine, 1966; Matthews, Vine, Cann, 1965). Но в глубине рифтовой долины на этом хребте обнаружены перидотит, дунит, хромитит, серпентинит (Удинцев, Чернышева, 1966; Дмитриев, 1966).

В Тихом океане все вулканические острова образованы базальтовыми лавами, среди которых в небольшом количестве присутствуют их более кислые дифференциаты. Базальтовый состав характеризует и современный вулканизм. Буровая скважина, заложенная на коралловом о-ве Эниветок, вошла в твердое основание острова, которое оказалось сложенным базальтом (Ladd, Ingerson et al., 1953). Такое же основание, по геофизическим данным, следует предполагать и под другими коралловыми островами (Dobrin, Perkins, Snavely, 1949; Raitt, 1954; Menard, Ladd, 1963).

Шлейфы, сложенные вулканическими породами, окружают группы вулканических островов и гийотов. Они известны вокруг о-вов Гавайских, Каролинских, Кука, Эллис, Гилберта, Лайн, Маркизских, Маршалловых и вокруг гийотов центральной части Тихого океана. Общий уклон таких шлейфов не превышает 1—2°, но в деталях поверхность шлейфов холми-

стая с неровностями до 300 *м*. Мощность пород шлейфа вокруг Гавайских о-вов достигает 3000 *м* (Menard, 1956; Менард, 1966; Heezen, Glass, Menard, 1966). Оливиновый базальт и габбро подняты с плато Манихики.

В Марианском и Новобританском глубоководных желобах были найдены шаровая базальтовая лава, долерит, базальтовый туфоконгломерат и брекчия (Петелин, 1964).

До недавнего времени считалось, что океаны характеризуются щелочными оливиновыми базальтами, которые противопоставлялись континентальным толеитовым базальтам (Kennedy, Anderson, 1938). Сейчас установлено, что толеитовые базальты преобладают как на материках, так и в океанах. Щелочные оливиновые базальты слагают лишь вершины вулканических островов, а на суше они развиты вдоль зон больших разломов, например Восточно-Африканских (Engel, Engel, Havens, 1965). Однако, несмотря на общее минералогическое сходство с континентальными, океанические базальты в целом являются более основными (Шейнманн, 1965).

Ставя вопрос о возрасте базальтов океанического дна, мы можем основываться на следующих данных. Возраст наиболее древних осадочных отложений на дне океанов датируется концом нижнего мела (апт-альб). Эти осадки залегают на поверхности вулканического фундамента. Но в океанах широко распространены и более молодые базальтовые излияния. Плато-базальты Фарерских о-вов, принадлежащие к тому полю базальтов, которое выстилает всю северную часть Атлантики между Великобританией и Гренландией, имеют в основном палеогеновый возраст, хотя радиометрические измерения образцов из нижней части этой толщи определили возраст в 150 ± 20 млн. лет, т. е. начало мелового периода (Noe-Nygaard, 1962, 1966; Rasmussen, Noe-Nygaard, 1966).

В Исландии наиболее древние лавы относятся к олигоцену (Bemmelen, 1955).

На других вулканических островах Атлантического океана вулканические излияния моложе — неогеновые и четвертичные (на Азорских о-вах наиболее древние породы относятся к миоцену и только на Канарских о-вах известен олигоцен).

Радиометрически для базальтов подводного Срединно-Атлантического хребта был определен возраст в 10, 14,4—16,4 и 29±4 млн. лет. Менее надежные определения указывают на возраст в 30±15 млн. лет (Живаго, 1965; Carr, Kulp, 1953). Первая цифра отвечает началу плиоцена, последняя — олигоцену. Очевидно, вулканические породы Срединно-Атлантического хребта преимущественно неогеновые.

Неогеновыми и четвертичными являются базальтовые излияния на островах Индийского океана. Базальты Кергеленского подводного хребта имеют абсолютный возраст 20 млн. лет (Живаго, 1965).

Наиболее древние базальтовые лавы на островах центральной части Тихого океана — эоценовые (Stearns, 1945; Менард, 1966). В эоцене были образованы некоторые из Маршалловых о-вов, архипелаг Туамоту и, возможно, о-ва Гилберта, Каролинские и Лайн. В миоцене возникли Гавайские и многие другие острова. Базальты, вскрытые глубоководной скважиной по проекту Мохол в районе о. Гуадалупе на глубине около 200 *м* ниже поверхности дна, имеют абсолютный возраст 15±7 и 32±10 млн. лет (Engel, Engel, 1961; Krueger, 1964). И здесь наиболее вероятен миоценовый возраст излияний.

Породы Ново-Зеландского порога имеют возраст 10 млн. лет (Живаго, 1965).

Таким образом, если возраст базальтового основания океанов, подстилающего в глубоких котловинах осадочные слои, доаптский, если возраст базальтов, выстилающих дно Северной Атлантики, палеогеновый, то базальты срединных подводных хребтов и океанических островов моложе. Они — неогеновые и четвертичные.

ОСАДКИ

Как было сказано, осадки на дне океанов маломощны и распределены неравномерно. Они покрывают абиссальные равнины (см. гл. I). На других участках дна (за исключением периферических частей океанов) осадочный покров залегает лишь отдельными пятнами. Он вовсе отсутствует в местах развития абиссальных холмов, т. е. на 85% площади Тихого океана. Холмистая поверхность второго слоя на равнинах скрывается под осадками, но во многих местах была установлена в основании последних (методом отраженных волн). Осадочные слои залегают на холмистом фундаменте, заполняя впадины его рельефа и перекрывая вершины холмов. Было отмечено, что в Атлантическом океане поверхность второго слоя более неровна, чем в Тихом, где, возможно, неровности выровнены уплотненными осадками (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962; Менард, 1966; M. Ewing, Ewing, 1964; Menard, 1959; Heezen, Laughton, 1963).

Состав глубоководных осадков до глубины дна в 5000 *м* преимущественно известковый. Вблизи материков заметную роль играют терригенные илы, распространяющиеся на сотни километров от края материка. Современная скорость накопления известковых илов, измеренная с помощью радиокарбонового метода, равна 1—4 *см* в 1000 лет. На больших глубинах происходит растворение известковых частиц и выпадает лишь красная глубоководная глина, скорость накопления которой в настоящее время не превышает 1 *мм* в 1000 лет. Мощность осадков в котловинах Атлантического океана от 0,5 до 1 *км* и значительно меньше в Тихом океане, где только в Аляскинском заливе мощность их превышает 1 *км*, а в других случаях измеряется несколькими сотнями метров (от 200 до 600 *м*). Отмечается увеличение мощности осадков по направлению к экватору, что связано с более быстрым накоплением известковистого материала в экваториальной зоне. Различаются океаны также и мощностью осадков под материковым подножием. На периферии Атлантического океана под подножием мощность осадков превышает 4 *км* и достигает 5 *км*. На побережьях тихоокеанского типа терригенный материал задерживается в краевых морях и глубоководных желобах. В тех и других мощность осадков много больше, чем в открытом океане, и измеряется километрами, причем в краевых морях осадки накапливаются много быстрее, чем в желобах (M. Ewing, Ewing, 1964; Петрушевский, 1964; Удинцев, Непрочнов, Ковылин, 1965; Менард, 1966).

Замечательной особенностью залегания осадков на дне океанических котловин являются полная горизонтальность слоев и отсутствие каких-либо их деформаций, за исключением местных чрезвычайно пологих и обширных куполообразных поднятий ничтожной амплитуды.

Такой спокойный характер залегания осадков был лучше всего выявлен в Аргентинской котловине Атлантического океана (M. Ewing, Ewing, 1965; M. Ewing, Ludwig, Ewing, 1963, 1964). Осадки лежат здесь на неровной поверхности второго слоя (рис. 45). Но обнаружены участки, где основание осадочной толщи совершенно сглажено и представляет собой хороший отражающий горизонт (горизонт *B*). Это поверхность более ранних равнин, сложенных консолидированными осадками. Выше, внутри осадочной толщи, приблизительно на $^1/_4$ расстояния от дна до фундамента, повсеместно прослеживается отражающий горизонт *A*, залегающий горизонтально. Горизонтальность этого отражателя свидетельствует о том, что холмистый рельеф основания существовал до отложения осадков и был под ними погребен. Более детальное изучение показывает, что отражатель *A* представляет собой на самом деле ряд тесно расположенных отражателей. Можно выделить над отражателем *A* слой *C*, а под отражателем — слой *D*. Внешняя поверхность осадков местами менее ровна, чем отражающая поверхность *A*, что указывает на неравномерность накопления. На юго-востоке котловины наблюдается максимальная мощ-

Рис. 45. Типичный профиль через Аргентинскую котловину, полученный методом отраженных волн. По М. Юингу, 1965

Глубина в саженях

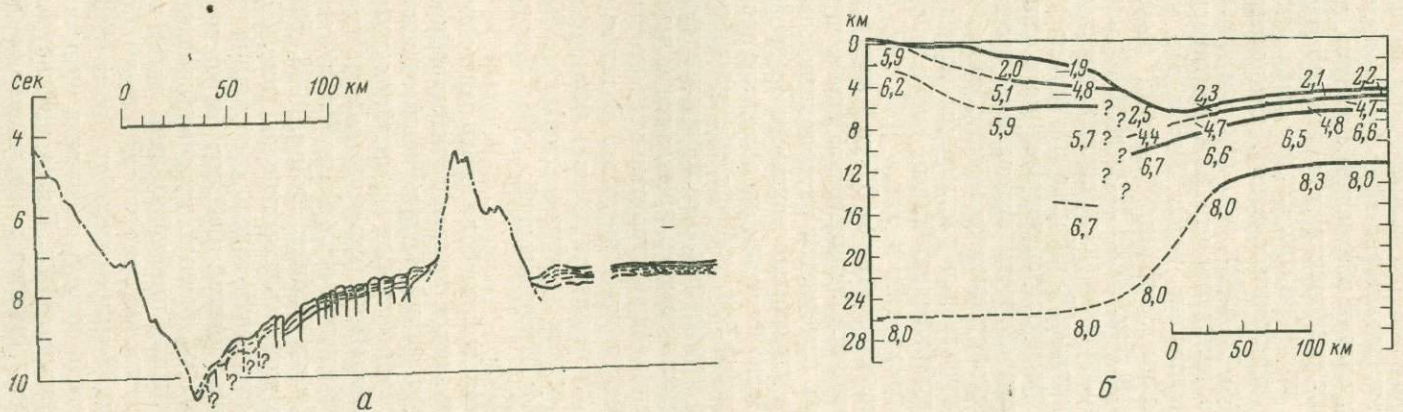


Рис. 46. Геофизические разрезы через Японский глубоководный желоб, полученные методом отраженных волн — время отражения в *сек* (*а*) и преломленных волн — скорость продольных сейсмических волн в *км/сек* (*б*)

По Людвигу, Юингу и др., 1966

ность осадков, достигающая 2,5 *км*. В центральных частях котловины мощность их меньше 1 *км*.

Выровненное на больших пространствах залегание осадочных слоев на дне океанических котловин может быть объяснено только действием мутьевых потоков, периодически сглаживающих поверхность осадков.

В Аргентинской котловине осадки сносились мутьевыми потоками не только с материка, но и с подводного хребта Рио-Гранде, который, повидимому, существовал и поднимался во время всего осадконакопления.

На Срединно-Атлантическом хребте осадки лежат лишь местами и преимущественно в нижней части склона. Они не сохранились на крутых участках и накапливались только на горизонтальных площадках среди того нагромождения глыб, которое характеризует высокие части хребта. Мощность известковых илов на площадках 100—200 *м*, а красных глин меньше 50 *м*. Точно таким же лоскутным распространением характеризуются осадки на вершинах «асейсмичных» океанических хребтов. На хребтах различных типов и в прилегающих впадинах, кроме известковых и красных илов, развиты пески, состоящие из минералов, входящих в состав оливиновых базальтов (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962; M. Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966; M. Ewing, Ewing, Talwani, 1964; Fox, Heezen, 1965).

Осадки были обнаружены на вершинах многих гийотов. Они представлены базальтовыми песками, гальками и валунами, коралловыми известняками, а также отдельными известковыми раковинами (Hamilton, 1956; Менард, 1966).

Распределение осадков в глубоководных желобах характеризуется некоторыми особенностями.

Исследования, проведенные в Японском желобе методом отраженных волн (Ludwig, Ewing, Ewing et al., 1966), показали, что слоистая маломощная толща осадков, выстилающая дно открытого океана, спускается по внешнему склону желоба, не меняя своей мощности, вплоть до его оси. Она нарушена на этом склоне сбросами, преимущественно ступенчатыми, но также и встречными, что ведет к образованию на склоне желоба горстов и грабенов. Однако эти структуры имеют подчиненное значение: они лишь усложняют общий наклон слоев от нормального океанического дна к оси желоба. Никаких признаков складок или надвигов в слоях на склоне желоба не наблюдается (рис. 46).

Спустившись до оси желоба, слои, как это было установлено на ряде разрезов, упираются в противоположный склон, не обнаруживая никакой тенденции подниматься по нему. Местами на дне желоба были установлены горизонтальные слои, имеющие общую мощность около 1 *км* и перекрывающие несогласно наклонную слоистую пачку, спускающуюся с внешнего склона желоба.

На противоположном, внутреннем, склоне желоба эти исследования выявили слоистые породы только в верхней части склона — на шельфе — и в верхней части континентального склона. Ниже он оказался лишенным слоистых толщ, и можно было высказать предположение, что на этом крутом склоне желоба осадки не удерживаются и соскальзывают вниз, обнажая породы фундамента.

Дополнительное освещение этого вопроса мы находим в результатах советских исследований в Курильском глубоководном желобе (Аверьянов, Вейцман и др., 1961; Строение земной коры..., 1964; Вейцман, 1965). Эти исследования, выполненные методами как отраженных, так и преломленных волн, показали, что слоистая толща, регистрируемая методом отраженных волн, на дне открытого океана и на внешнем склоне желоба действительно соответствует всей толще осадков. Она подстилается в этих районах вторым слоем океанической коры, сложенным, как мы говорили выше, вулканическими породами. На противоположном склоне желоба обстановка иная: слоистая толща, дающая отражения, занимает лишь

верхнюю, незначительную часть разреза осадочной толщи. Общая мощность последней значительно больше. На шельфе она достигает местами 7 *км*, тогда как мощность слоистой пачки менее 1 *км*. Общая мощность осадочной толщи уменьшается вниз по внутреннему склону до 2 *км* на дне желоба, из которых менее 1 *км* слоисты.

Отсутствие отражающей способности указывает на то, что большая часть осадочной толщи на внутреннем склоне глубоководного желоба лишена правильной слоистости, возможно, в результате деформаций и уплотнения.

В желобе Пуэрто-Рико по совокупности гравиметрических и сейсмических данных наиболее вероятный вариант разреза предполагает наличие двух слоев осадков (2,0 и 3,7 *км/сек*) общей мощностью около 4 *км*, которые подстилаются «вторым океаническим» слоем мощностью 4—5 *км*, со скоростью 5,7 *км/сек* (Bunce, Fahlquist, 1962, а также Уорзэл, Шербет, 1957; Юинг, Хизен, 1957; M. Ewing, Worzel, 1954; Worzel, Ewing, 1954; Worzel, 1965).

В Центрально-Американском желобе осадков 300—700 *м*. На склонах их почти нет. Никаких признаков смятия слоев у подножия континентального склона, как и в предыдущих случаях, нет (Ross, Shor, 1965).

В Алеутском желобе осадки имеют мощность 1,5 *км* (M. Ewing, Ludwig, Ewing, 1965).

В Яванском желобе мощность осадков 2—3 *км* (Удинцев, Непрочнов, Ковылин, 1965).

В краевых и внутренних морях глубоководные равнины так же, как и океанические, сложены осадками. Но мощность последних в этих случаях много больше, чем в океанах.

По данным глубинного сейсмического зондирования, осадочные породы в Охотском море с сейсмическими скоростями, как правило, ниже 3,0 *км/сек* распределяются крайне неравномерно. Максимальная их мощность в Присахалинском прогибе достигает 7 *км*, но большей частью она не превышает 4 *км* (Строение земной коры..., 1964). Интересно сопоставить мощность осадочной толщи с рельефом консолидированной коры. В отдельных районах моря наблюдается разная степень частичной компенсации прогибания кровли фундамента накоплением осадков в зависимости, по-видимому, от скорости и продолжительности осадконакопления. В северной части моря, близ материка и, следовательно, источника обломочного материала, рельеф фундамента полностью снивелирован накопившимися осадками, которые компенсировали расположенный здесь прогиб. В Южно-Охотской котловине, несмотря на значительно бо́льшую мощность осадков (до 6 *км*), поверхность их образует прогиб, согласный с прогибом кровли фундамента, но меньшей амплитуды (рис. 47).

В Японском море на «океаническом» слое, характеризующемся сейсмической скоростью от 6,1 до 6,9 *км/сек*, залегают рыхлые осадки мощностью до 2 *км* (Удинцев, Непрочнов, Ковылин, 1965; Ковылин, Непрочнов, 1965).

В южной части Берингова моря (в Алеутском бассейне) дно покрыто горизонтально залегающими слоистыми осадками. Мощность их обычно 3—4 *км*, но максимально достигает 5,3 *км*, из которых верхние 1,5 *км* приходятся на долю осадков с сейсмической скоростью 2,1 *км/сек*, ниже лежит мощностью 1,3 *км* толща со скоростью 2,9 *км/сек*, а нижние 2,5 *км* сложены породами со скоростью 3,7 *км/сек*. Осадки непосредственно подстилаются «океаническим» слоем со скоростью 6,9 *км/сек*. К юго-западу от хребта Бауэрса нижние слои осадочной толщи наклонены на юго-запад и перекрыты горизонтально верхними слоями (M. Ewing, Ludwig, Ewing, 1965; Shor, 1964).

В Карибском море осадки, образующие ряд слоев со скоростями от 1,7 до 4,0 *км/сек*, также залегают непосредственно на «океаническом» слое.

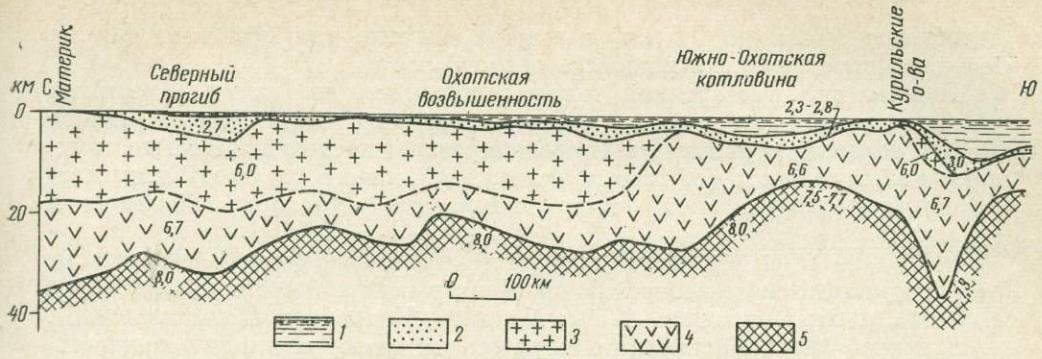


Рис. 47. Сейсмический профиль от Магадана через Охотское море и Курильские о-ва до Тихого океана. По данным сб. «Строение земной коры...», 1964

1 — вода; *2* — осадки; *3* — «гранитный» слой; *4* — «базальтовый» слой; *5* — мантия. Цифры — скорости продольных волн в *км/сек*

Их мощность обычно бывает в пределах 3—4 *км*, а максимальная (на Барбадосском хребте) достигает 10 *км* (Юинг, Офисер, Джонсон, Эдвардс, 1960; Officer, Ewing, Edwards, Johnson, 1957; Officer, Ewing, Hennion et al., 1959).

Мощная осадочная толща залегает и на дне Мексиканского залива (J. Ewing, Worzel, Ewing, 1962; M. Ewing, Worzel, Ericson, Heezen, 1955; J. Ewing, Antoine, Ewing, 1960; M. Ewing, Ericson, Heezen, 1958). Наибольшая мощность осадков посредине абиссальной равнины здесь достигает 8,5 *км*. В них сейсмические методы обнаружили 21 структуру, имеющую форму куполов, полностью аналогичную соляным куполам северного побережья и шельфа Мексиканского залива. Диаметр куполов от 6 до 11 *км*. Некоторые из них выражены на поверхности холмами высотой 20—100 *м*. Над ними нет ни магнитных, ни гравитационных аномалий. Таким образом, сюда — в центральную часть Мексиканского залива — протягивается толща, питающая соляные купола провинции Галф. Возраст этой толщи точно не установлен, но он ограничивается пределами от перми до юры. В настоящее время эта соленосная толща в центре Мексиканского залива залегает на глубине около 8 *км* (при глубине воды несколько более 3700 *м*). Осадочная толща, залегающая, как и в предыдущих случаях, непосредственно на «океаническом» слое с сейсмической скоростью 6,9 *км/сек*, имеет сложное строение и разделяется на ряд слоев с разными сейсмическими скоростями. В области наиболее мощной осадочной толщи выделяются слои: 1,9 *км/сек* (0,5 *км*), 2,1 (1,4), 3,0 (2,0), 3,8 (1,3), 5,0 *км/сек* (3,4 *км*). Нижний слой в верхней своей части состоит из эвапоритов, а ниже, вероятно, из палеозойских пород, а также из пород второго слоя океанической коры. Типичный «океанический» слой залегает на глубине около 12 *км*, т. е. по крайней мере на 5 *км* глубже, чем он залегает под открытым океаном. Для сравнения отметим, что мощность осадочных толщ под прилегающей с севера к Мексиканскому заливу сушей около 12 *км*, т. е. больше, чем максимальная мощность осадков под заливом.

В Средиземном море равнины, как и в краевых морях, сложены спокойно залегающими осадками (Емельянов, Михайлов и др., 1964; Hersey, 1965; Ludwig, Gunturi, Ewing, 1965; Rynn, Workum, Hersey, 1965). В западной части моря между Алжиром и Францией (по меридиану 6° в. д.) мощность осадков увеличивается с юга на север с 4,5 до 5,8 *км*. К западу она уменьшается до 3,5 *км*. В Тирренском море общая мощность осадочных толщ измеряется в 2,2—2,5 *км*. В Адриатическом море мощность тех же толщ равна 3—4 *км*. В Центральной котловине мощность

колеблется от 2,5 до 3,5 *км*, а в море Леванта она достигает 4,0 *км*. Южнее Кипра отмечена мощность около 3 *км*.

Повсеместно в осадочной толще выделяются две свиты с разными сейсмическими скоростями — меньшими вверху и большими внизу. Можно говорить о рыхлых и консолидированных осадках. Первые занимают меньшую часть (обычно не больше $^1/_4$) общего разреза. Указывается *наличие в осадочной толще диапировых куполов в Балеарской* котловине.

В Черном море рыхлая осадочная толща увеличивается в мощности от 7 *км* у кавказского побережья до 14 *км* в центре бассейна (Балавадзе, Миндели, 1964; Непрочнов, 1959а; Удинцев, Непрочнов, Ковылин, 1965).

В южной части Каспийского моря осадки имеют огромную мощность, достигающую в центре Южно-Каспийской котловины 20 *км*. Из них *верхние 12 км образуют толщу с сейсмической скоростью* 2,6 *км/сек*, а глубже лежат уплотненные осадки со скоростью 4,8 *км/сек* (Аксенович, Аронов и др., 1962).

ВОЗРАСТ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОКЕАНОВ

Уже было сказано, что до сих пор на дне океанов не обнаружено осадков древнее конца нижнего мела, и, принимая во внимание большое количество поднятых проб, сейчас можно высказать предположение, что их там и нет. Не существует более древних пород и на океанических островах. Донижнемеловые породы встречаются на краевых плато (например, на Иберийском) и на некоторых островах, расположенных близ материка (например о-ва Зеленого Мыса). И в тех и в других случаях — это участки, бывшие ранее шельфами и принадлежавшие материку.

Ниже суммируются сведения о возрасте осадочных пород, залегающих на дне глубоководных областей океанов.

На подводной горе Муир в Северо-Атлантической котловине обнаружены фораминиферы верхнего мела (маастрихта) и верхнего эоцена. Первые являются мелководными, а вторые — глубоководными. Соотношение фаций верхнего мела и эоцена здесь такое же, как на плато Блейк, и можно думать, что верхнемеловой шельф Северной Америки включал в *себя плато Муир и Бермудскую возвышенность и был, таким образом, очень* широким. В эоцене от него откололась внешняя часть, опустившаяся глубже. В настоящее время вершина горы Муир находится на глубине 1550 *м*. Бермудское поднятие, по-видимому, окружено сбросами (Funnell, 1964; Officer, Ewing, Wuenschel, 1952; Ericson, Ewing, Wollin, Heezen, 1961).

По другую сторону Атлантического океана — на о-вах Зеленого Мыса *древнейшими породами являются титонские аптиховые известняки.* Известен также мелководный мергелистый верхний мел (Tolstoy, Ewing, 1949; Funnell, 1964). Эти острова расположены на плато, которое, подобно Бермудской возвышенности, ранее составляло часть материкового шельфа.

Было изучено около тысячи кернов осадков (из них около двухсот детально), поднятых из различных районов глубоководной части Атлантического океана (Ericson, Ewing, Wollin, Heezen, 1961). Фораминиферы, содержащиеся в этих породах, являются преимущественно плейстоценовыми. Но в сорок одной колонке были обнаружены доплейстоценовые формы. Древнейшие из них принадлежат верхнему мелу (сеноману). Верхнемеловые фораминиферы обнаружены на склоне желоба Пуэрто-Рико (Todd, Low, 1964). Они найдены в глубокой части Северо-Атлантической котловины в 1200 *км* к западу от гребня Срединного хребта (M. Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966; M. Ewing, Ewing, Talwani, 1964). У подножия западного склона Срединного хребта, в районе абиссальных холмов на рас-

стоянии 800—1000 *км* от гребня, самые древние отложения оказались нижнеэоценовыми. На склоне поперечного трога, известного под названием разлома Вема, современные осадки залегают на верхнем эоцене, лишенном каких-либо признаков дислокаций. Меловые отложения отмечены на Китовом хребте. На самом Срединном хребте наиболее древними *отложениями пока оказались миоценовые, хотя среди них попадаются* и переотложенные фораминиферы верхнего эоцена. Глобигерины нижнего, среднего и верхнего миоцена были найдены внутри базальтовых стекол, тогда как на поверхности лежат осадки не древнее верхнего миоцена. Высказывается предположение, что вдоль оси Срединно-Атлантического хребта осадки древнее миоцена были перекрыты лавами или уплотнены при соприкосновении с лавами (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962; M. Ewing, Ewing, Talwani, 1964; Saito, Ewing, Burckle, 1966; M. Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966).

На хребтах Китовом и Рио-Гранде нет плейстоценовых осадков, хотя с плоских вершин этих хребтов осадки не могли сползать. Керны достигли на этих хребтах верхнего миоцена и верхнего эоцена. Создается впечатление, что, начиная с нижнего плиоцена, на этих хребтах не было заметного осадконакопления. В депрессии на Китовом хребте на глубине 4118 *м* были обнаружены верхнемеловые (маастрихтские) осадки. Мощность осадков на указанных хребтах такая же, как в соседних глубоководных котловинах (M. Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966). Высказывается предположение, что отражатель *A* относится к концу верхнего мела (Funnell, 1964).

Как известно, существует мнение, что в Атлантическом океане относительно более древние отложения развиты по периферии и закономерно сменяются по направлению к гребню Срединного хребта все более молодыми. Дж. Т. Вильсон (Wilson, 1963b) построил на этом гипотезу расплывания дна Атлантического океана от средней линии к периферии. Этой гипотезой предполагается, что подводные возвышенности, ныне находящиеся к западу или востоку от Срединного хребта, образовывались на хребте, а затем постепенно смещались в стороны, раздвигаемые новой корой, возникавшей в зоне Срединного хребта, в результате подъема материала из мантии. Сходные гипотезы высказывали Р. Дитц (1966) и Г. Хесс (Dietz, 1961, 1962; Hess, 1965, 1962).

В общем, действительно, более древние отложения встречаются преимущественно по периферии океана, близ материков, а в средней его части преобладают более молодые. Однако, как показал Е. Н. Люстих (1965), в схеме Вильсона имеются существенные погрешности и, во всяком случае, она ни в коей мере не свидетельствует о постепенном изменении возраста островов от периферии к оси океана. К этому вопросу мы вернемся в последней главе.

Сведения о возрасте осадков на дне Индийского океана весьма скудны. Известно, что в разных районах этого океана на глубинах от 3000 до 5500 *м* были обнаружены осадки от палеоцена до плиоцена, причем характер осадков указывает на то, что фациальные условия осадкообразования с начала палеогена до наших дней сохранялись одинаковыми. В одном пункте были обнаружены верхнемеловые фораминиферы (Лансет и др., 1966; Ридель, Брамлет, 1966; Herman, 1963).

Гораздо больше данных о возрасте пород Тихого океана (Менард, 1966).

В центральной части Тихого океана, к западу от Гавайских о-вов, на ряде гийотов на глубине около 1800 *м* были обнаружены коралловые известняки и пески с кораллами, рудистами, строматопоридами, гастроподами, эхиноидами апт-сеномана. Найдены также фораминиферы кампан-маастрихта, палеоцена, эоцена (Hamilton, 1956; Dietz, Menard, Hamilton, 1954; Menard, 1953).

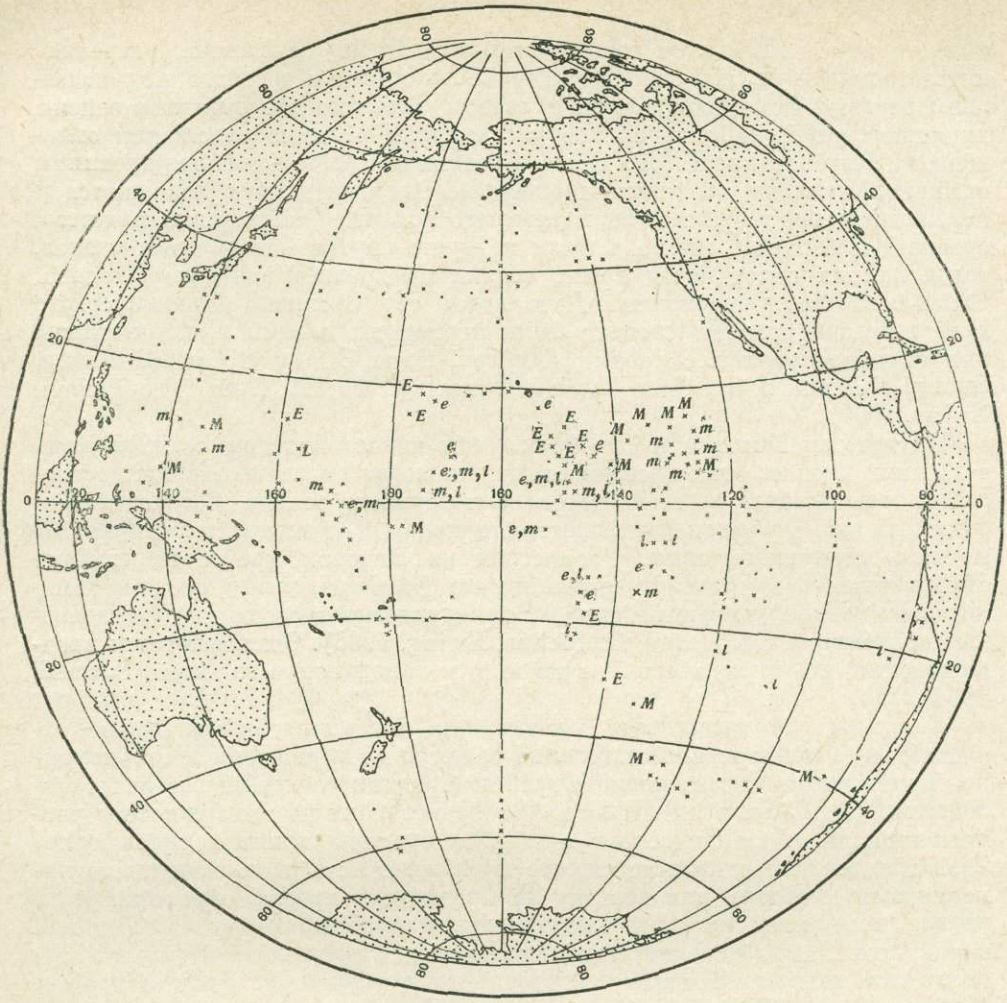


Рис. 48. Находки микроорганизмов разного возраста в осадках Тихого океана. По Риделю, 1963

Крестики — только четвертичные; *E*, *M* и *L*, *e*, *m*, *l* — примесь соответственно нижне-, средне- и верхнетретичных форм; прописные буквы означают, что примесь третичных форм составляет более 20%

Обработка 85 кернов осадков со дна Тихого океана, собранных на огромном пространстве (между 45° с. ш. и 45° ю ш.), обнаружила микрофауну от эоцена до плиоцена. В двух местах оказались перемытые верхнемеловые формы (Riedel, Funnell, 1964).

Трудно подметить какую-либо определенную правильность в распределении отложений разного возраста на площади Тихого океана, но все же обращает внимание (рис. 48) отсутствие находок дочетвертичных форм в северной части океана вплоть до 20° с. ш. на юге, в восточной части океана в области Перуанской котловины и северного окончания Восточно-Тихоокеанского поднятия и более или менее вдоль всей периферии океана. В то же время в центральной части океана, а именно в экваториальной его зоне и в полосе о-вов Лайн и Туамоту находки палеогеновых и неогеновых форм весьма обильны (Riedel, 1963).

Большой интерес представляют результаты бурения и геофизических зондирований на ряде коралловых островов.

Выше говорилось о скважинах на атолле Эниветок в группе Маршалловых о-вов, где вулканическое (базальтовое) основание было вскрыто на глубине около 1400 *м*. Палеонтологическая обработка показала, что до глубины 190 *м* распространяются кораллы современные, плейстоценовые и плиоценовые. Глубже лежат миоценовые известняки, которые на глубине 885 *м* сменяются эоценовыми, залегающими уже на базальтовом основании. Олигоценовых форм встречено не было (Ladd, Ingerson et al., 1953).

Остатки эоценовых рифов обнаружены на глубине 1000 *м* на вершине гийота на подводном хребте Туамоту близ атоллов одноименного архипелага. Рифовые обломки от неогена до современных найдены на вершинах гийотов хребта Наска у берегов Перу с глубины около 400 *м*. Мелководные моллюски и фораминиферы, а также рифообразующие кораллы неогена обнаружены в пробах, поднятых с внешнего края шельфа к юго-западу от Гонолулу на глубине свыше 500 *м*.

По геофизическим данным, мощность коралловой толщи на Фунафути равна 900—1000 *м*, на Бикини 1300 *м*, на Кваджалейне 1000—2000 *м*, на Нукуфетау 770 *м* (Менард, 1966; Raitt, 1954; Dobrin, Perkins, Snavely, 1949).

Этот обзор фактических данных о породах, развитых на дне океанов, показывает, что повсеместно фундаментом для осадков в глубоководных областях являются базальты, сопровождаемые в некоторых местах ультраосновными породами. Наиболее древние осадки в глубоких частях океанов не старше конца нижнего мела. Более древние осадочные породы встречаются лишь по окраинам океанов — на современных шельфах или на тех поднятиях дна, которые, как например, краевые плато, принадлежали ранее к шельфу и опустились на бóльшую глубину в палеогене и позже.

Возраст осадков указывает на то, что подстилающий их на всей площади океанов слой базальта сформировался не позже начала нижнего мела. Но на срединных хребтах, а также на грядах вулканических островов в Тихом океане возраст базальтов кайнозойский, преимущественно неогеновый.

Материал этой главы послужит нам для восстановления геологической истории океанов.

Глава шестая

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Отсутствие на дне глубоководных частей океанов осадков древнее конца нижнего мела представляет поразительный факт. Другим не менее замечательным фактом является то, что повсеместно осадочные образования на дне океанов подстилаются вулканогенными породами базальтового состава. Эти породы на большей части территории океанов образуют холмистый рельеф, происхождение которого наиболее вероятно приписать вулканическим процессам. Те же породы образуют срединные океанические хребты, а также гийоты, на вершинах которых залегают породы разного возраста — от апта до современных. Таким образом, отложению наблюдаемых ныне осадочных свит на дне океана предшествовала повсеместная вулканическая деятельность, которая на всей площади океанов определила состав и строение того твердого фундамента, который подстилает осадочные толщи. Мы не знаем, когда началась эта вулканическая деятельность и сколько времени она продолжалась. Но объем ее удивителен и не идет ни в какое сравнение с тем, что нам известно из геологической истории материков. Площади, занятые на последних плато-базальтами, на несколько порядков меньше, чем площадь океанов, покрытая излияниями базальтов.

Поскольку история всего вулканизма в океанах неизвестна, интересно сравнить объем вулканических пород, образовавшихся в океанах за период времени, начавшийся, во всяком случае, не раньше начала верхнего мела и продолжающийся до наших дней (т. е. в течение 100 млн. лет), с общим объемом вулканизма на суше. Такой подсчет Г. Менард (1966) дает для Тихого океана. Согласно этому автору, накопления вулканогенных пород в течение последних 10^8 лет привели к образованию подводных подножий вулканических архипелагов, вулканических хребтов, групп островов и отдельных вулканов, выступающих над уровнем моря. Объем всех этих образований для Тихого океана в сумме составляет $2{,}4 \cdot 10^7$ *км*^{3}. Общий объем вулканических пород (главным образом, плато-базальтов) на материках автор считает равным 10^7 *км*^{3}. Порядок объемов оказывается одним и тем же. Однако вулканические породы на Тихом океане на площади $2 \cdot 10^7$ *км*^{2} накапливались в течение 10^8 лет, а на материках на площади $15 \cdot 10^7$ *км*^{2} они накопились в течение времени в 40 раз более длительного. Отсюда следует, что интенсивность вулканизма на дне Тихого океана была в несколько сотен раз больше, чем средняя интенсивность вулканизма на материках. По подсчетам того же автора, общее количество вулканов разного возраста на дне Тихого океана должно исчисляться десятками тысяч.

Мы не знаем, какова была земная кора на месте современных океанов до начала вулканических извержений. По этому поводу позже нами будут высказаны некоторые предположения. Но, во всяком случае, если она имела какой-то иной, отличный от современного состав, то в результате

грандиозных процессов вулканизма она была полностью переплавлена и обновлена. Если, например, она ранее включала какие-то осадочные породы, более древние, чем конец нижнего мела, эти породы должны были *быть полностью переплавлены в процессе вулканических извержений.*

В глубоководных котловинах Атлантического океана осадочные толщи залегают на базальтовом субстрате удивительно спокойно, и в этих областях не обнаруживается признаков ни тектонических деформаций, ни последующих вулканических извержений. Здесь эндогенная активность практически закончилась перед началом образования осадочных толщ.

Но на Срединно-Атлантическом хребте вулканизм продолжался и позже. Мы указывали на то, что миоценовые фораминиферы были там найдены внутри базальтового стекла. Весьма вероятно, что отсутствие в верхней части хребта пород древнее миоцена определяется тем, что более древние осадки были перекрыты молодыми лавовыми потоками. В зоне Срединного хребта вулканические явления продолжаются и доныне. Таким образом, в течение верхнего мезозоя и кайнозоя в Атлантическом океане произошла значительная локализация вулканизма: если раньше он охватывал всю площадь океана, то в неогене и четвертичном периоде он был приурочен почти исключительно к Срединному хребту.

В Тихом океане наблюдается в общем та же картина. Новейший и современный вулканизм в центральных областях океана приурочен к некоторым группам островов, преимущественно линейного расположения. В той же части океана имеется много гийотов, на вершинах которых залегают осадки конца нижнего мела, всего верхнего мела и эоцена. Очевидно, что вулканы, образующие гийоты, погасли до начала отложения осадков, которые не нарушены никакими последующими эндогенными процессами. Если же говорить о вулканизме, который когда-то охватил всю площадь океана, то сравнение с новейшим и современным вулканизмом становится еще более разительным.

Едва ли можно сомневаться в том, что такая же картина развития вулканизма характеризует Индийский океан: здесь широко развит тот тип рельефа дна, который определяется абиссальными холмами вулканического происхождения, тогда как современный вулканизм локализован в пределах немногих островных групп.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Рассмотрение геологической истории Атлантического океана привело нас к выводу, что развитие его периферии, начиная с юрского или нижнемелового времени, состояло в спокойном прогибании шельфа, сопровождавшемся увеличением наклона его фундамента в сторону океана (см. гл. II). Сперва шельф был очень широким, но в дальнейшем он становился у́же в результате откалывания и более быстрого оседания его удаленных от материка частей. На западе Северной Атлантики первоначально шельфу принадлежали плато Блейк и поднятия Багамское и Муир. На востоке того же океана первоначально шельфу принадлежали Иберийское плато и район о-вов Зеленого Мыса. Таким образом, начиная с начала палеогена глубоководные котловины, лежащие между материками и Срединно-Атлантическим хребтом, расширились за счет втянутой в опускание периферии океана. Нет никаких определенных данных о развитии более удаленных от материков частей тех же котловин.

Изломанный рельеф склонов Срединно-Атлантического хребта, характеризующийся многочисленными уступами и по-разному наклоненными площадками, не оставляет сомнений в том, что хребет этот является глыбовым тектоническим поднятием относительно соседних котловин, чрезвычайно сильно разбитым как ступенчатыми, так и встречными сбросами. Каких-либо признаков складчатой структуры в хребте нет.

Осевая долина, усложняющая гребень Срединного хребта, согласно толкуется всеми исследователями как грабен, возникший в условиях растяжения земной коры, на своде поднятия. Как известно, и на материках крупные грабены приурочены к сводовым поднятиям земной коры. Ширина хребта и его высота относительно соседних котловин вполне соизмеримы с шириной и тектонической амплитудой тех тектонических сводовых поднятий, которые несут на себе Восточно-Африканские грабены.

Поскольку Исландия расположена прямо на продолжении Срединно-Атлантического хребта, естественно обратиться именно к ней в целях выяснения характера структуры хребта.

Исландия сложена почти целиком покровами базальтов. По своему строению она разделяется на три части: восточная и западная ее части сложены более древними плато-базальтами, тогда как средняя часть, в структурном отношении представляющая собой грабен, образована более молодыми лавами (Муратов, 1961; Bemmelen, 1955; Thorarinsson, 1966; Bodvarsson, Walter, 1964). Плато-базальты восточной и западной Исландии являются частью излияний Британо-Арктической провинции (или провинции Туле), которой принадлежат Шотландия, Фарерские о-ва и восточное побережье Гренландии. Возраст плато-базальтов в Исландии олигоцен — плиоцен. Они перекрыты мелководными морскими слоями верхнего плиоцена. Общая мощность плато-базальтов, по геологическим наблюдениям, в зонах наклонного залегания до 10 000 *м*. Но геофизические данные указывают на мощность всего в 3 *км*. Это различие в размере мощности, видимо, объясняется наклонным залеганием слоев внутри толщи, верхняя и нижняя границы которой почти горизонтальны.

Детальные исследования показали, что потоки толеитового и оливинового базальта образуют около 85% разреза, а другие 15% приходятся на долю кислых и средних лав, а также кластического материала. Породы наклонены к середине острова, причем в верхней, видимой части разреза угол падения меньше (4°), чем в нижней (8°), что связано с увеличением мощности всей толщи от краев острова к его средней линии.

Срединный грабен опущен не более чем на 1 *км*. На севере грабен имеет простую форму и ширину 120 *км*. На юге он усложнен грабенами и горстами второго порядка и достигает ширины 250 *км*. Образование грабена датируется концом верхнего плиоцена. К нижнему плейстоцену относятся так называемые «серые базальты», залегающие на дне грабена. Выше залегает верхнеплейстоценовая палагонитовая формация, состоящая из субгляциальных и субаэральных излияний и частично из гляциальных, речных и эоловых отложений. Но наиболее характерной породой являются коричневатые туфо-брекчии, богатые гидратированным базальтовым стеклом (палагонитом). В этой средней зоне концентрируется современный вулканизм Исландии.

В строении Исландии явны признаки растяжения. Так, характерным для средней зоны является огромное количество трещин растяжения, вытянутых параллельно всей зоне. 9000 лет тому назад в южной части средней зоны образовался новый грабен, который до сих пор находится в развитии. Во время землетрясения 1789 г. этот грабен осел на 65 *см*, а максимальная амплитуда смещения по его краю достигает 40 *м*. В восточной части Исландии на протяжении 37 *км* было найдено 450 даек общей мощностью 2,3 *км*. По другому пересечению длиной 53 *км* было зарегистрировано 1000 даек с суммарной мощностью около 3 *км*. По некоторым подсчетам растяжение в зоне срединного грабена за последние несколько тысяч лет достигает в среднем 6 *мм* в год. По другим подсчетам эту цифру надо увеличить по крайней мере вдвое (Thorarinsson, 1966).

Поскольку срединный грабен Исландии располагается на продолже-

нии рифтовой долины Срединного хребта, естественно предположить, что возраст последней столь же юн, как и возраст грабена Исландии. Однако есть и противоречащие этому предположению данные. В экваториальной зоне, в поперечной расщелине Вема современные отложения залегают на совершенно спокойно лежащих эоценовых отложениях, не обнаруживающих никаких признаков деформаций, которые были бы неизбежны, если бы расщелина образовалась позже отложения осадков. Но поскольку расщелина Вема рассекает Срединный хребет, то считается, что он должен был уже существовать к эоцену (M. Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966). Так как образование рифтовой долины, вероятно, было тесно связано с формированием всего хребта, следует думать, что и долина образовалась не в верхнем плиоцене, а раньше. Отсюда возникает предположение, что Срединно-Атлантический хребет и связанные с ним структуры могут иметь в разных местах различный возраст и что в Северной Атлантике они моложе, чем в ее более южных частях. Это тем более правдоподобно, что есть данные, указывающие на большую молодость опускания под уровень океана той зоны мелководья, которая через Исландию протягивается от Шотландии к Гренландии. Например, на Фарерских о-вах в течение всего палеогена существовала суша, как это следует из наличия угленосных слоев и наземного характера базальтовых излияний.

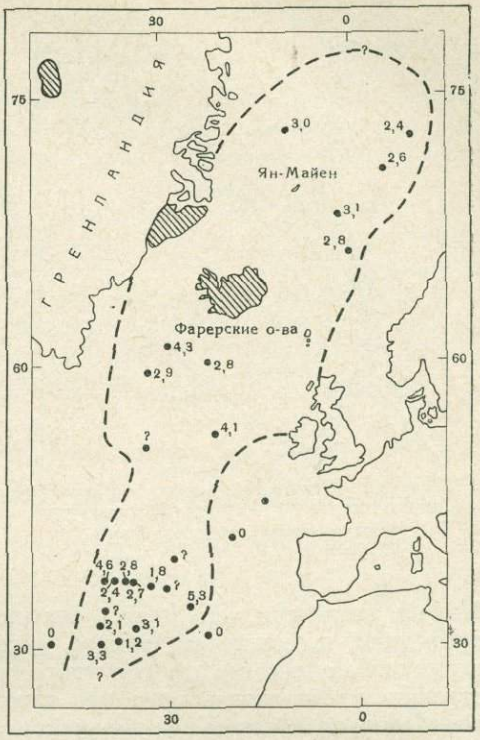


Рис. 49. Распространение плато-базальтов (штриховой контур) в Северной Атлантике. Заштрихованы их выходы на поверхность. По Менарду, 1965

Цифры у точек — мощность второго слоя в км

Г. Менард (Menard, 1965), рассматривая распространение плато-базальтов на дне Северной Атлантики, считает, что они образуют второй слой земной коры. Последний развит к северу от экватора в зоне Срединного хребта, а к северу от Шотландии наблюдается почти по всей ширине Атлантического океана. Мощность этого слоя от 1 до 4 *км*, что согласуется с видимой мощностью плато-базальтов, например, на Фарерских о-вах (3 *км*). Общий объем плато-базальтов здесь около $1{,}5 \cdot 10^7$ *км*^{3} (рис. 49). Г. Менард считает, что большие излияния базальтов образуются на поднятиях перед их разрушением, т. е. перед тем, как восходящие движения сменятся нисходящими. Если это заключение правильно, то опускание Северной Атлантики должно было произойти после палеогена.

Весьма возможно, что морской верхний плиоцен Исландии указывает на время, когда впадина Северной Атлантики приобрела современные очертания. В это же время, как мы видели, возник срединный грабен Исландии. Можно думать, что он образовался, когда Исландия оказалась относительным поднятием, окаймленным с востока и запада прогибами. В этой обстановке в породах Исландии могли проявиться широтные растягивающие напряжения, которые и привели к формированию грабена.

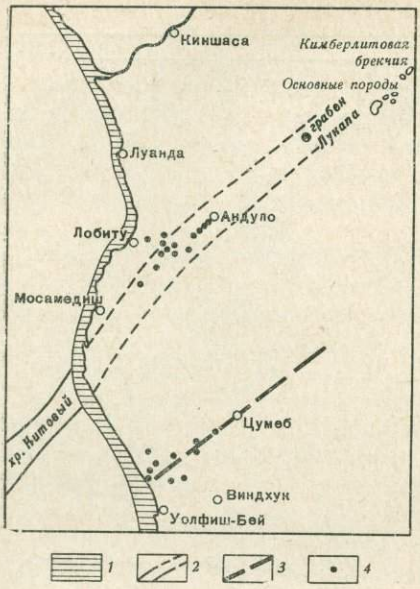


Рис. 50. Вулканические пояса позднего Карру в Анголе и Юго-Западной Африке. Из С. Г. Хоутона (1966) с дополнениями

1 — шельф; *2* — предполагаемое продолжение на суше подводного хребта Китовый; *3* — вулканический пояс Юго-Западной Африки; *4* — отдельные вулканические проявления

Мы предполагаем, что и весь Срединно-Атлантический хребет представляет собой поднятие остаточное, образовавшееся в результате опускания ограничивающих его по обе стороны океанических котловин. Глыбовое строение хребта показывает, что опускание котловин происходило по многочисленным сбросам. В дальнейшем мы попытаемся найти некоторые косвенные подтверждения этой гипотезе.

Отличными от Срединного хребта являются в Южной Атлантике Китовый хребет и в некоторой мере сходная с ним возвышенность Рио-Гранде. Это — так называемые «асейсмичные» хребты (см. рис. 1).

При описании их рельефа мы подчеркивали, что характерными особенностями таких хребтов являются крутые склоны (один или оба) и плоский свод. Эти особенности рельефа позволяют предполагать глыбовую природу подобных хребтов. Некоторыми исследователями они и называются глыбовыми. Строго говоря, такое название вряд ли позволяет отличить их от срединных хребтов, которые, как мы только что видели на примере Срединно-Атлантического хребта, также имеют глыбовую структуру. Но срединные хребты много шире, сложнее построены и осложнены осевым грабеном. «Асейсмичные» хребты гораздо у́же и проще: они представляют собой в каждом случае, в сущности, одну глыбу, поднятую по одному или по двум параллельным близко расположенным разрывам. Следовательно, они представляют собой одно- или двусторонние горсты и поэтому правильнее их называть *горстовыми хребтами*. Этим термином мы и будем в дальнейшем пользоваться. Китовый хребет является односторонним горстом с пологим северо-западным крылом и крутым юго-восточным.

Данные подводной геологии свидетельствуют об отсутствии на Китовом хребте осадков плиоцена и плейстоцена, тогда как более древние (миоценовые, палеогеновые и верхнемеловые) были обнаружены. Поскольку суммарная мощность осадков на своде хребта не отличается от мощности их в соседних котловинах (около 300 *м*), было высказано предположение, что Китовый хребет поднялся в нижнем плиоцене после накопления осадков (M. Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966). Однако следует обратить внимание на то, что на простирании Китового хребта на Африканском материке, на территории Анголы, протягивается полоса, образованная одиннадцатью кольцеобразными вулканическими структурами (Хоутон, 1966). Здесь выходят трахиты, нефелиновые сиениты, кар-

бонатиты и брекчии. На том же простирании далее к северо-востоку располагается грабен Лукапа, к которому приурочены интрузии основных пород и кимберлитов. Возраст этих вулканических пород определяется не очень точно, но они моложе перми и древнее верхнего мела. Поскольку Китовый хребет и указанная полоса интрузий и излияний в Анголе, судя по всему, лежат на одном и том же разломе, следует заключить, что развитие последнего началось, во всяком случае, не позже верхнего мела (рис. 50).

Севернее, в Гвинейском заливе, вулканические о-ва Аннобон, Сан-Томе, Принсипе и Фернандо-По расположены по одной прямой линии северо-восточного простирания. На продолжении этой линии на материке вплоть до впадины озера Чад известны многочисленные проявления вулканизма (рис. 51). Здесь развиты базальты, андезиты, фонолиты и трахиты. Встречены и породы риолитового состава. К юго-западу та же линия по цепочке подводных вершин вулканического происхождения мо-

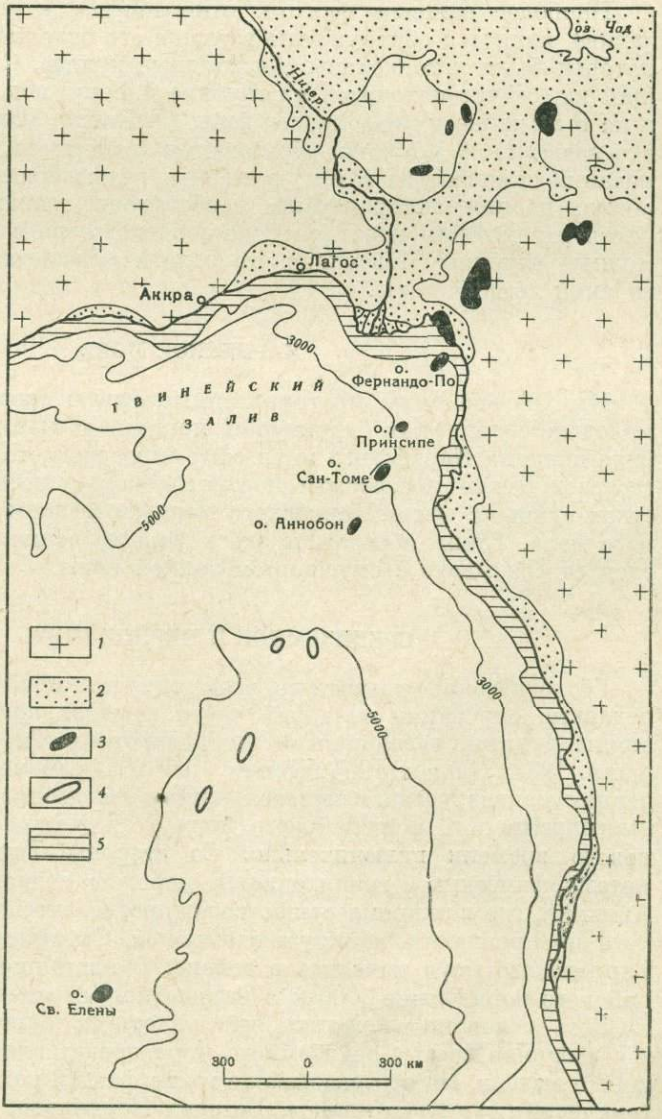


Рис. 51. Вулканический послемеловой пояс в районе Гвинейского залива

С геологической карты мира, 1966

1 — докембрийские и палеозойские породы; *2* — мезо-кайнозойские осадки; *3* — послемеловые базальты на островах и на суше; *4* — подводные вершины; *5* — шельф. Изобаты 3000 и 5000 *м*

жет быть прослежена до склона Срединно-Атлантического хребта и, возможно, о. Св. Елены принадлежит к ней. Вулканизм в материковой части этой полосы начался в конце верхнего мела и с перерывами продолжался до наших дней. Все это является дополнительным указанием на то, что в Африкано-Атлантической области разломы северо-восточного простирания, проникающие далеко как в океан, так и на материк, начали образовываться еще в конце мезозоя. Следует также указать на две параллельные, вытянутые в том же северо-восточном направлении, полосы интрузивных пород мезозойского возраста на территории Юго-Западной Африки. На продолжении этой линии в океане известно несколько подводных гор.

В связи с рассмотрением геологической истории Атлантического океана целесообразно напомнить упоминавшиеся выше факты, относящиеся к истории Мексиканского залива, Карибского, Средиземного и Черного морей.

МЕКСИКАНСКИЙ ЗАЛИВ

Наиболее важным фактом, относящимся к геологии Мексиканского залива, является обнаружение в толще его отложений структурных форм, которые были истолкованы как соляные купола. Слой эвапоритов, питающий их, сейчас находится на глубине 4,4 *км* под поверхностью осадков и на 8 *км* ниже и поверхности воды (J. Ewing, Worzel, Ewing, 1962). Все, что известно об условиях образования эвапоритов, не дает каких-либо оснований сомневаться в том, что эти породы образовались в лагунных условиях на ничтожной глубине в обстановке выпаривания морской воды. Здесь мы находим красноречивое свидетельство в пользу того, что современные глубины Мексиканского залива образовались в результате прогибания земной коры.

КАРИБСКОЕ МОРЕ

Мы указывали на многочисленные факты срезания краем этого моря молодых складчатых структур и пришли к выводу, что в современном виде впадина Карибского моря сформировалась только в миоцене. Палеогеографические построения подтверждают существование крупных участков суши на месте Карибского моря, во всяком случае, до конца верхнего мела. Таким образом, и здесь формирование современной депрессии следует связывать с опусканием земной коры.

СРЕДИЗЕМНОЕ И ЧЕРНОЕ МОРЯ

Геологические данные со всей определенностью свидетельствуют о недавнем опускании западной части *Средиземного моря*. Наиболее очевидны данные, касающиеся Лигурийского и Тирренского морей (Behrmann, 1958; Кюнен, 1964; Hersey, 1965). В районе Ментоны по распределению осадков устанавливается принос обломочного материала со стороны современного Лигурийского моря с нижнемелового до среднеолигоценового времени включительно. Со стороны Тирренского моря гальки метаморфических и гранитоидных пород в сторону прилегающей части Апеннин, где в то время существовал прогиб, сносились в среднем миоцене, хотя по признакам, обнаруживаемым на Сардинии, частичное опускание Тирренского моря началось в эоцене. В настоящее время глубина Лигурийского моря свыше 2000 *м*, а Тирренского свыше 3000 *м*.

Есть основание полагать, что вплоть до олигоцена включительно и вся западная часть Средиземного моря представляла поднятый размывавшийся массив. На это указывают такие факты, как срезание молодых тектонических структур Атласа, Бетских Кордильер, Балеарских о-вов, Сар-

динии, Корсики, Пиренеев и Альп, а также принос флишевого обломочного материала в прогибы, располагавшиеся на месте перечисленных гор, окружавших Средиземное море, со стороны последнего.

По периферии *Черного моря* молодые складчатые структуры Крыма, Северо-Западного Кавказа и Анатолии в значительной степени срезаны современным берегом моря, которое, следовательно, приобрело современные очертания в результате очень молодого (плейстоценового) опускания, наложенного на самые различные тектонические зоны. По крайней мере половина современной площади глубоководной части Черного моря является такой наложенной впадиной (Архангельский, Страхов, 1938).

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

В Северном Ледовитом океане хребты Ломоносова и Менделеева принадлежат к горстовому типу. Высказывалось мнение, что их выровненные своды образованы морской абразией и что, следовательно, некоторое время назад их вершины поднимались над уровнем воды. Однако какие-либо определенные данные об истории этих хребтов отсутствуют.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Для выяснения тектонической природы и истории развития различных структурных элементов дна Индийского океана (см. рис. 2) рассмотрим сперва случаи, когда эти элементы находятся в непосредственной связи со структурными зонами окружающих материков.

Мы видели, что Срединно-Индийский хребет с его осевыми рифтовыми долинами входит в Аденский залив и непосредственно смыкается с рифтами Восточной Африки и с грабеном Красного моря.

Известно, что в южной своей части Красное море (южнее 25° с. ш.) в структурном отношении представляет собой два грабена, из которых один, меньший, вложен в другой, бóльший (Girdler, 1963 a, b; Drake, Girdler, 1964). Бóльший грабен соответствует всей ширине Красного моря и амплитуда его опускания около 600 *м*. Меньший, имеющий ширину всего около 60 *км*, вложен в первый и размер его погружения 2000 *м*. Отметим, что тектоническая природа внешнего грабена Красного моря некоторыми оспаривается: не исключена возможность, что края Красного моря имеют эрозионное происхождение. Укажем также на то, что амплитуда опускания внутреннего грабена Красного моря, который является бесспорным, того же порядка, что и относительная глубина рифтовых долин на Срединно-Индийском хребте, колеблющаяся в пределах от 1700 до 2300 *м*.

Грабен Красного моря располагается вдоль оси Аравийско-Эфиопского сводового поднятия, по своей тектонической природе являющегося большой антеклизой на древней платформе. Антеклиза выражена в современном рельефе: ее центральная часть поднята в виде обширного плато на высоту до 3000 *м*. На периферии антеклизы, где кристаллические докембрийские породы ее ядра скрываются под покровом мезозойских осадков, высоты уменьшаются до 1000 *м*. Но амплитуда тектонического поднятия кровли докембрия относительно окружающих тектонических депрессий составляет 5000 *м*. Ширина антеклизы 2000 *км*. Следовательно, ширина и высота антеклизы имеют сходный порядок величины с шириной и высотой Срединно-Индийского хребта.

Образование Аравийско-Эфиопского поднятия произошло в верхнем эоцене. Что касается возраста грабена Красного моря, то на побережье Судана и Эфиопии начало опускания впадины этого моря датируется средним миоценом. В это время еще не было сообщения между Красным морем, распространявшимся с севера на юг, и Индийским океаном. Такое

сообщение установилось в плиоцене. Однако сбросы, окаймляющие Аденский залив, образовались еще в нижнем миоцене (Whiteman, 1965; Mohr, 1961, 1962).

Непосредственная структурная связь Срединно-Индийского хребта с рассматриваемым районом позволяет предполагать, что и возраст движений, и их характер были если не вполне идентичными, то близкими в обоих случаях. Можно предположить, что хребет образовался в качестве зоны поднятия относительно окаймляющих котловин в эоцене, а рифтовые впадины на его гребне возникли в миоцене или позже. История Срединно-Индийского и Срединно-Атлантического хребтов оказывается сходной по времени.

Мальдивский хребет принадлежит к группе «асейсмичных». По этому признаку, но главное по форме его следует считать горстовым, подобно Китовому. Прослеживая Мальдивский хребет по простиранию на север, мы упираемся в районе Бомбея в огромное поле плато-базальтов Декана.

Хотя непосредственная связь подводного хребта с выходами плато-базальтов пока не доказана, она тем не менее кажется более чем вероятной. Возраст плато-базальтов — верхний мел — эоцен. Если наше предположение о связи Мальдивского хребта с Деканом справедливо, то и образованию разломов, по которым поднялся горст Мальдивского хребта, следует приписать верхнемеловой возраст, что совпадает с возрастом аналогичных подводных хребтов в Южной Атлантике. Плато-базальты Декана залегают в общем горизонтально, но на фоне их спокойного залегания наблюдаются флексуры меридионального простирания с опущенными западными крыльями. Эти флексуры, видимо, связаны с опусканием значительной части плато-базальтового поля на западе под дно Аравийского моря. Мальдивский хребет расположен как раз по краю уступа, разделяющего мелкую область океана, как бы продолжающую к югу в виде клина п-ов Индостан и более глубокую Аравийскую котловину. Именно вдоль этого уступа и проходит разлом, по которому поднялся односторонний горст Мальдивского хребта. Так как возраст флексур миоценовый, то, учитывая, что заложился разлом еще в верхнем мелу, мы приходим к выводу о длительности развития разлома на дне Индийского океана и связанного с ним Мальдивского хребта.

На расположенных на Маскаренском подводном хребте Сейшельских о-вах известны выходы гранитов, абсолютный возраст которых протерозойский (Baker, Miller, 1963). В связи с этим природа Маскаренского хребта оказывается отличной от природы Мальдивского и подобных ему хребтов. Маскаренский хребет принадлежит к системе Мадагаскара. Фундамент последнего также древний и также типично континентальный. Можно думать, что Маскаренский хребет и Мадагаскар являются остатками некоего крупного континентального массива, находившегося ранее на месте этой части Индийского океана.

Приняв во внимание, что с востока сводовая структура Мадагаскара резко обрезана крупным сбросом, можно высказать предположение, что на некоторой более ранней стадии материковый массив охватывал не только Мадагаскар, но и область, занятую ныне Маскаренской котловиной. Внутренняя часть массива опустилась и на ее месте образовалась котловина глубиной до 5000 *м*. Окружающие ее острова и подводные поднятия являются либо сохранившимися в разной степени опускания периферическими частями этого массива, либо вулканами, возникшими на окаймляющих опущенный блок разломах. Сюда относятся вулканические о-ва Амирантские, Маскаренские и др. Их природа, следовательно, близка к природе вулканических островов островных дуг второго типа на окраинах Тихого океана. Время оседания Маскаренской котловины, если судить по возрасту Восточно-Мадагаскарского сброса,— не раньше конца верхнего мела. Амирантская котловина представляет собой ступень на краю Маскаренской. Эти две котловины разделены уступом, вдоль кото-

рого расположилась своя гряда вулканических островов, сопровождаемая с внешней стороны желобом.

Едва ли можно сомневаться в том, что подводный Мадагаскарский хребет представляет собой погруженное южное продолжение континентального массива Мадагаскара. Срезание структур на южном краю современного о. Мадагаскар не оставляет возможностей для какого-либо иного решения.

Подводные хребты, подобные Маскаренскому или Мадагаскарскому, можно назвать, исходя из их происхождения, реликтовыми.

Восточно-Индийский хребет, принадлежащий к горстовому типу, своей прямолинейностью явно указывает на приуроченность к разлому в земной коре. Но он не доходит на севере до материка и на его продолжении на материке неизвестны такие структуры, которые могли бы считаться непосредственно связанными с ним. Но если мы рассмотрим его в совокупности с широтным Западно-Австралийским хребтом и сопоставим эту систему подводных хребтов с очертаниями Австралийского материка, то едва ли можно будет отделаться от впечатления, что эти два хребта окаймляют с юго-запада и запада большую глыбу, являвшуюся продолжением на запад и северо-запад континентального массива Австралии.

Конечно, «впечатление» не может считаться весомым научным аргументом, но все же можно предположить, что угол, образуемый Западно-Австралийскими и Восточно-Индийским хребтами, окаймляет былое распространение Австралийского материка, бóльшая часть которого опустилась, и на ее месте сейчас находится Кокосовая и Западно-Австралийская котловины.

Таким образом, Индийский океан позволяет несколько усложнить наши представления об «асейсмичных» хребтах и выделить среди них кроме «горстовых» еще и «реликтовые». Есть основания думать, что горстовые хребты располагаются по границам между большими глыбами коры, сместившимися в вертикальном направлении друг относительно друга. Начало образования горстовых хребтов и в Атлантическом и Индийском океанах датируется верхним мелом и по времени оказывается в тесной связи с такими основными в истории океанов событиями, как прекращение повсеместной вулканической деятельности и начало спокойного накопления осадков.

ТИХИЙ ОКЕАН

Обратимся к Тихому океану. Основные данные о геологической истории внутренних частей этого океана связаны с гийотами. Является очевидным, что плоские вершины гийотов образованы морской абразией, и, следовательно, эти вершины в течение некоторого времени после окончания вулканической активности находились на уровне моря. То, что плоские вершины гийотов первоначально находились близ уреза воды, подтверждается и характером ископаемой фауны конца нижнего мела и начала верхнего мела, находимой на вершинах гийотов, и наличием среди осадков окатанных галек и валунов, и следами волноприбойной деятельности.

Следовательно, то обстоятельство, что в настоящее время вершины гийотов находятся на различной глубине под уровнем моря вплоть до 2500 *м*, может быть объяснено лишь последующим опусканием дна относительно поверхности воды, и глубина вершин указывает на амплитуду опускания.

Не менее определенно на опускание указывают и мощности коралловых рифов на тех островах, которые были изучены бурением или геофизическими методами. Как мы видели, глубина вулканического основания на атоллах Эниветок и Бикини достигает 1300—1400 *м*. Поскольку колониальные кораллы живут на глубине не свыше нескольких десятков мет-

ров, мощность их накопления является мерилом амплитуды опускания относительно уровня океана.

Мы видели, что в Аляскинском заливе бо́льшая часть вершин гийотов расположена на глубинах между 700 и 2500 *м*. В Алеутском желобе средняя глубина вершин больше (на 1800 *м*), чем за его пределами, и площадки на вершинах наклонены в сторону оси желоба. Это указывает на то, что желоб формировался после образования гийотов и что последние были вовлечены в дополнительное опускание и наклонились при развитии желоба.

Гийоты у берегов Калифорнии имеют небольшую глубину — до 720 *м*.

В центральной части Тихого океана большинство гийотов, которые здесь весьма многочисленны, имеют глубину вершин между 1000 и 1800 *м*, хотя крайние глубины колеблются от 300 до 2000 *м*. Очень грубое осреднение, как говорилось выше, может привести к выводу, что средняя высота гийотов над дном океана в его центральных областях на 500 *м* меньше, чем на периферии. Упоминали мы также и о схеме распределения высот гийотов в Тихом океане, составленной Г. Менардом, на которой та же разность высот между центральной частью океана и его периферией исчисляется в 1500 *м*. Эти результаты сопоставления высоты гийотов привели Г. Менарда (1966; Menard, 1965) к выводу, что в центральной части Тихого океана ранее существовало обширное овальное поднятие северо-западного простирания (рис. 52). Оно было названо «поднятием Дарвина». Глубины над его осевой частью, по мнению Менарда, были несколько меньше 3,5 *км*, а к периферии океана увеличивались до 5 *км*. Это поднятие должно было существовать в верхнем мелу, а начиная с палеогена оно опускалось. В результате к нашему времени поднятие Дарвина полностью исчезло и остатком его являются лишь многочисленные подводные горы, гийоты, вулканические и коралловые острова в полосе от архипелага Туамоту до подводного хребта Маркус-Некнер.

Мы уже выражали свое сомнение в возможности увидеть столь стройную картину за тем разнобоем цифр, с которым мы сталкиваемся, как только начинаем знакомиться с распределением глубин гийотов. Обычным является случай, когда глубины двух близко расположенных гийотов различаются на многие сотни метров. Если предполагать близкий возраст всех гийотов, то следует думать о чрезвычайно дробном разделении дна океана на глыбы, которые во время формирования плоских вершин гийотов находились на весьма разной высоте, а при последующем опускании так разместились, что образовали наблюдаемый сглаженный, лишенный резких уступов профиль дна в центральной части океана. Такое предположение кажется мало вероятным, хотя полностью исключить его нельзя.

Другое предположение состоит в том, что гийоты, находящиеся на различной глубине, имеют разный возраст: более глубокие образовались и начали опускаться раньше, чем менее глубокие. Только дальнейшие исследования позволят оценить эти два предположения.

Возникает вопрос, связано ли погружение гийотов с прогибанием обширных участков дна океана или же каждый гийот или небольшие их группы прогибались самостоятельно под собственной тяжестью. В последнем смысле этот вопрос стремится решить Б. А. Петрушевский (1964). Этот же вопрос специально рассматривает Г. Менард (1966). Если было бы справедливо второе предположение (местное прогибание коры под тяжестью индивидуального гийота или тесной группы гийотов), то мы должны были бы находить вокруг отдельных гийотов или их групп кольцевые впадины, по объему соизмеримые с опусканием гийотов. Хотя кольцевые рвы вокруг гийотов во многих случаях наблюдаются (особенно большой краевой ров был отмечен вокруг Гавайских о-вов; Dietz, Menard, 1953), их размер никогда не достигает того, который они должны иметь, если второе предположение правильно. Отсюда Менард приходит

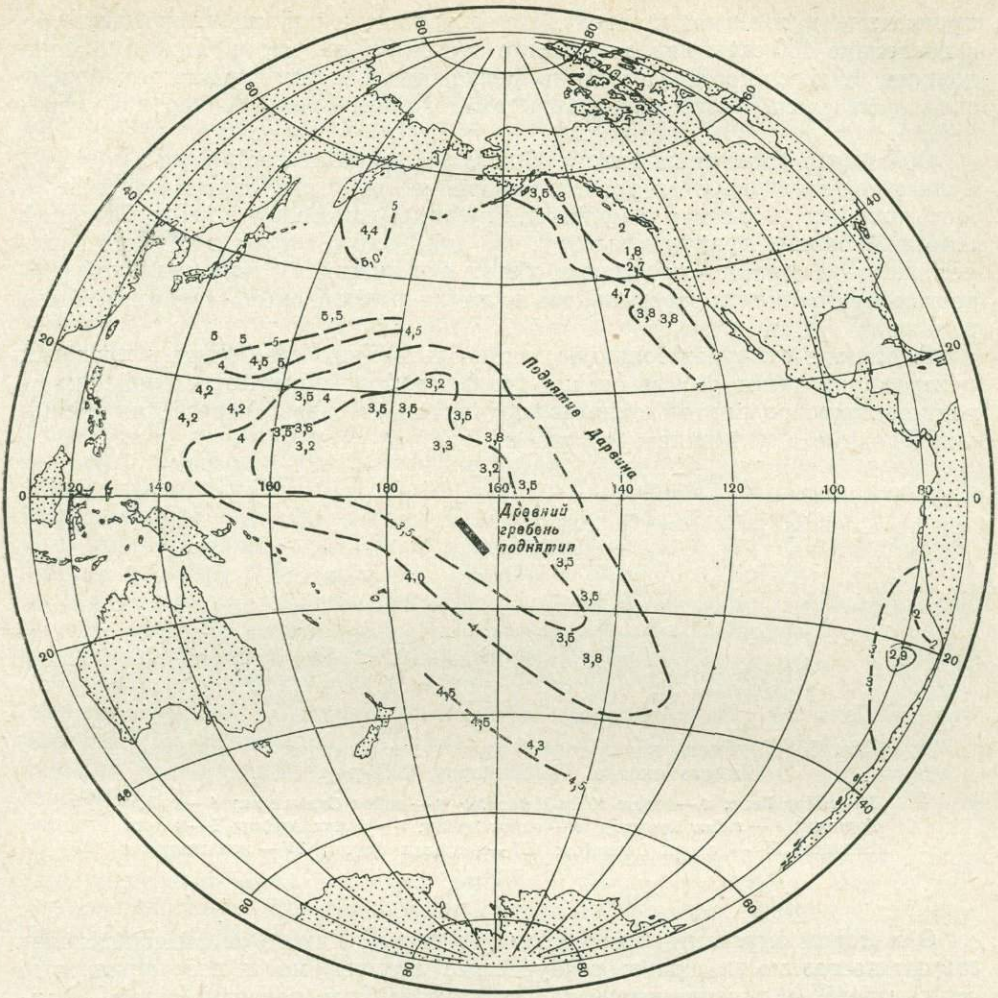


Рис. 52. Палеобатиметрия «поднятия Дарвина». По Г. У. Менарду, 1966

Палеоглубины в *км*, курсивом даны изобаты

к выводу, что опускание является общим для всего дна океана, хотя и не одинаковым в разных районах. Это мнение находит свое подтверждение в диаграмме, приведенной на рис. 53. Диаграмма показывает, что имеется прямая связь между глубиной залегания осадков (на вершинах гийотов или в разрезе коралловых островов) и их возрастом. Но диаграмма эта построена на слишком малом числе случаев, чтобы можно было считать ее окончательной. Мы присоединяемся к мнению Менарда и, отказываясь от его предположения о поднятии Дарвина, как таковом, вполне принимаем содержащуюся в этом предположении основную идею значительного прогибания дна центральной части Тихого океана за время с верхнего мела до наших дней.

Максимальная глубина вершин гийотов в центральной части Тихого океана 2000 *м*. Эта цифра показывает максимальную амплитуду прогибания дна со времени образования наиболее древних гийотов, т. е. с конца нижнего мела. Принимая современную глубину в этой части океана в 5500 *м*, мы получаем глубину океана в его центральной части ко времени образования плоских вершин гийотов в 3500 *м*. Если предположить, что

прогибание дна океана происходило и раньше с той же скоростью, что в последние 100 млн. лет, то в конце палеозоя на месте Тихого океана должны были существовать лишь мелководные моря. Однако такой подсчет произволен, поскольку доверхнемеловая история океанов нам неизвестна.

Сравнивая указанную цифру 2000 *м* с меньшими глубинами залегания вулканического допалеогенового основания на коралловых атоллах в Маршалловых о-вах или с меньшей глубиной гийотов у берегов Северной Америки, можно прийти к выводу, что дно Тихого океана в течение верхнего мезозоя и кайнозоя имело в общем форму чаши с максимальной скоростью прогибания в середине, где и начало прогибания, вероятно, было раньше.

Г. Менард отмечает большую мощность второго слоя коры в пределах центральной части Тихого океана (до 2,4 *км*) и, считая этот слой накоплением покровов плато-базальтов, подчеркивает связь погружения поднятия Дарвина с излиянием базальтов.

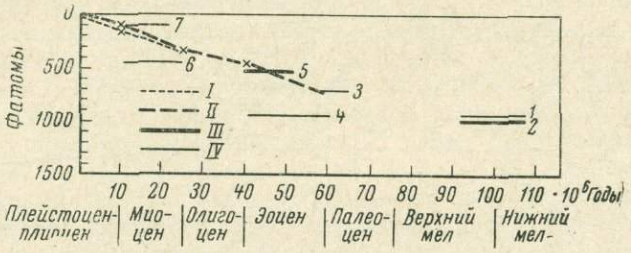


Рис. 53. Глубины датируемых горизонтов осадков во впадинах Тихого океана. По Менарду и Ладду, 1963.

1 — гийот Хесс; *2* — гийот Кейп-Джонсон; *3* — гийот Сильвания; *4* — гийот Горизон; *5* — гийот Туамоту; *6* — гийот Эрбен; *7* — банка Амфир; *I* — атолл Бикини; *II* — атолл Эниветок; *III* — рифовая фауна; *IV* — пелагическая фауна

О молодом опускании центральных областей Тихого океана свидетельствуют не только гийоты и разбуренные атоллы, но и все коралловые атоллы вообще, образование которых, как это было показано еще Ч. Дарвиным (1941) и Дж. Дэна (Dana, 1875), определяется прогибанием земной коры. Дэна указывал, что следы опускания проявляются на всем протяжении от о-вов Туамоту до Каролинских, причем наибольшее опускание приурочено к центральной котловине (170—175° з. д., 8—10° с. ш.).

Некоторые острова в самое последнее время испытали поднятие, но в целом повсеместно преобладало опускание. По другим признакам опускание констатируется и на западных о-вах Гавайской группы. На о-ве Оаху волноприбойная терраса миоценового возраста опустилась на 500 *м*, а со времени выработки долин Гавайские о-ва опустились на 360 *м* (Stearns, 1945).

Подводные террасы, с которых поднимаются молодые вулканы, широко развиты и на других островах и гийотах на глубинах до 3000 *м*. Происхождение наиболее глубоких площадок не вполне ясно, но более высокие, несомненно, связаны с абразией и свидетельствуют о том, что общее углубление океана было, возможно, больше, чем оно рисуется по вершинам гийотов.

Крайне интересным, но мало изученным элементом дна Тихого океана является плато Манихики (Heezen, Glass, Menard, 1966). Весьма возможно, что происхождение его такое же, как реликтового Маскаренского хребта в Индийском океане, т. е. плато является остатком опустившегося континентального массива. Сейчас оно находится на глубинах от 2500

до 3800 *м*. Методом отраженных волн была отбита граница, которая интерпретирована как граница плиоцена и плейстоцена. Если она правильно установлена, то для последнего геологического времени скорость накопления осадков оказывается 0,5—1 *см* в 1000 лет. Экстраполируя эту скорость в глубь геологического времени, мы установим, что начало накопления наблюдаемой на плато километровой толщины осадков следует отнести к концу нижнего мела. Весьма возможно, что от окружающих котловин глубиной 5500 *м* плато отделено сбросами.

Восточно-Тихоокеанское поднятие является, как мы видели, широким и пологим сводом и на нем нет рифтовых долин. Существует гипотеза, что это поднятие в районе Нижней Калифорнии и Калифорнийского залива уходит под материк и протягивается под ним, выражаясь на поверхности такими не вполне обычными структурами, как плато Колорадо и Большой Бассейн с его грабенами и горстами Провинции долин и хребтов. Предполагается также, что влияние скрытого под материком Восточно-Тихоокеанского поднятия сказывается в повышенных тепловых потоках, характеризующих перечисленные районы. Предполагается, что прибрежная часть Тихого океана против Калифорнии является западным склоном этого поднятия, осевая зона которой появляется снова в океане в форме Провинции хребтов и депрессий в южной части Аляскинского залива (Менард, 1966; Menard, 1960).

Не все в этой гипотезе безупречно, поскольку такие структурные условия, которые характеризуют Провинцию долин и хребтов Северо-Американских Кордильер, продолжаются в Мексике и даже в Южно-Американских Андах (высокие плато, разбитые сбросами), в районах, лежащих далеко в стороне от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Точно так же и молодой интенсивный вулканизм в Северной, Центральной и Южной Америке явно связан не столько с продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия, сколько со всем восточным ограничением Тихого океана.

Важными структурными элементами Тихого океана являются огромные широтные зоны разломов длиной в несколько тысяч километров, расположенные в восточной части океана (Мендосино, Пайонир, Меррей, Кларион, Клиппертон и другие более мелкие). Эти разломы, которые, как мы видели (см. рис. 6 и 7), на поверхности дна выражены в форме либо одного, либо двух асимметричных хребтов, обращенных друг к другу крутыми склонами, и которые разделяют участки дна, различающиеся на несколько сотен метров по глубине, явились в последние годы объектом весьма смелой гипотезы. Ряд исследователей, и прежде всего В. Вакье, выдвинули гипотезу чрезвычайно больших горизонтальных (сдвиговых) смещений по этим разломам (Менард, 1966; Вакье, 1966; Vacquier, Raff, Warren, 1961; Menard, 1955, 1959; Menard, Fisher, 1958; Bullard, Mason, 1963). Конкретные данные относятся почти исключительно к разломам Мендосино, Пайонир и Меррей. Как показали исследования, магнитные аномалии в этой части океана имеют полосчатый характер и полосы вытянуты в меридиональном направлении, т. е. поперек разломам. Сопоставляя распределение аномалий к северу и югу от каждого из перечисленных трех разломов, Вакье нашел, что полосы аномалий на разрывах прерываются и продолжаются за разрывом со значительным смещением в сторону. Для приведения во взаимное соответствие магнитных аномалий, развитых севернее и южнее разлома Мендосино, например, необходимо сместить северное крыло разрыва вправо относительно южного на 1170 *км*. Предполагается поэтому, что вдоль этого разлома имел место левосторонний сдвиг указанной амплитуды. На основании аналогичных соображений левосторонний сдвиг с амплитудой 250 *км* устанавливается по разлому Пайонир и правосторонний с амплитудой от 150 *км* на востоке и 650 *км* на западе по разлому Меррей (рис. 54).

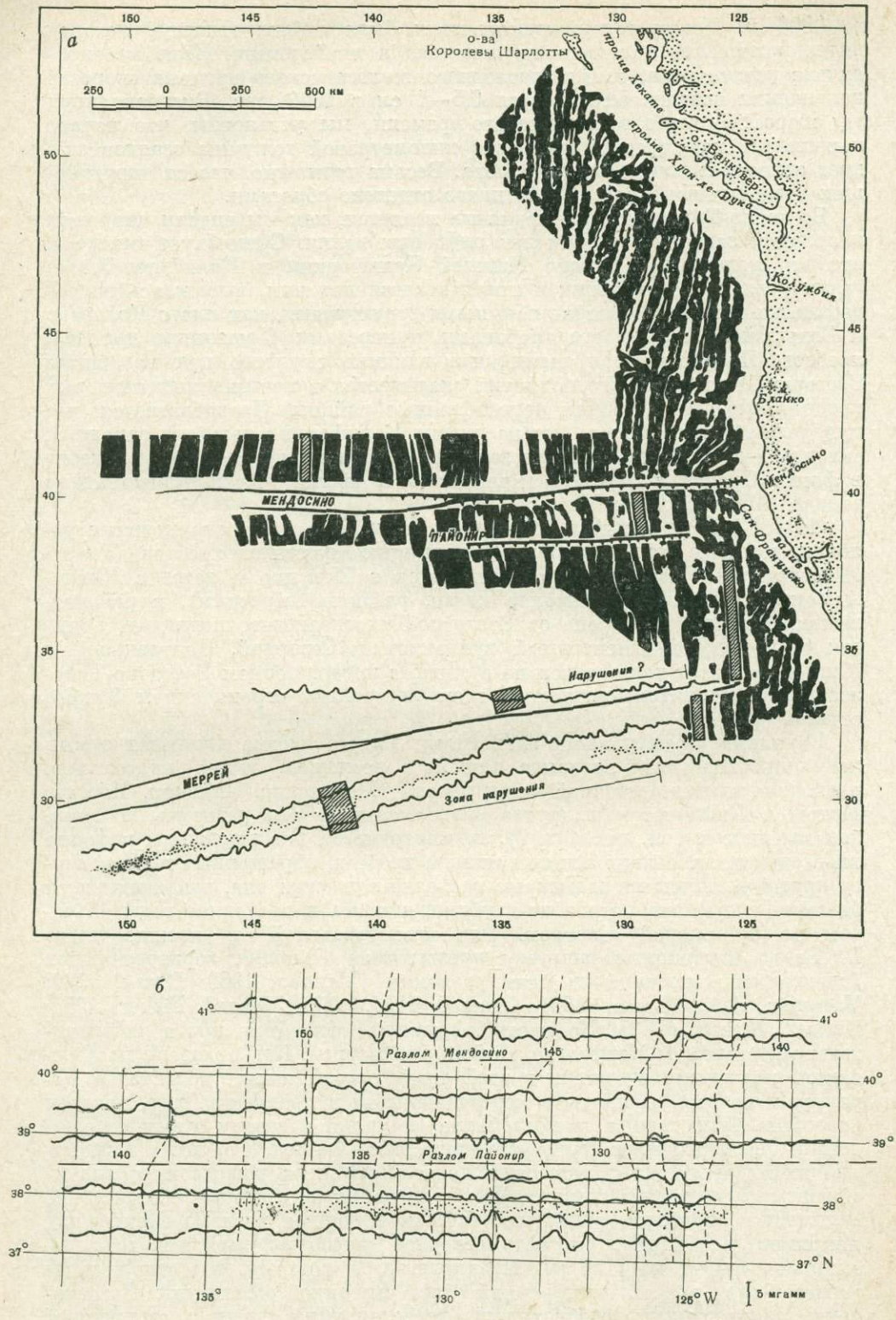


Рис. 54. Магнитные аномалии в районе разломов Мендосино, Пайонир, Меррей (*а*) и предполагаемые сдвиговые смещения (*б*). По Вакье и др., 1961

Заштрихованные участки по предположению находились первоначально на продолжении друг друга

Огромные предполагаемые амплитуды горизонтальных смещений накладывают очень большую ответственность на эту гипотезу и заставляют крайне внимательно отнестись и ко всем аргументам, и к тем явлениям, которые должны были бы таким смещениям сопутствовать.

Если, действительно, имели место столь большие горизонтальные смещения вдоль широтных разломов в восточной части Тихого океана, то они должны были повести к соответствующим деформациям там, где смещение прекращалось. Предполагаемое смещение вдоль разлома Мендосино (1200 *км*) всего лишь в два с половиной раза меньше длины этого разлома (3000 *км*). Где же тот материал, который в результате такого перемещения должен был сконцентрироваться на западе на северном крыле и на востоке на южном крыле разлома? Если затухание горизонтального смещения происходит в обе стороны на протяжении половины длины разрыва, то скопление материала на обоих концах разлома должно было бы привести к вспучиваниям высотой в сотни километров! Предположение, что разломы уходят под материк и что смещения развиваются под ним глубже материковой коры, не спасает положения, так

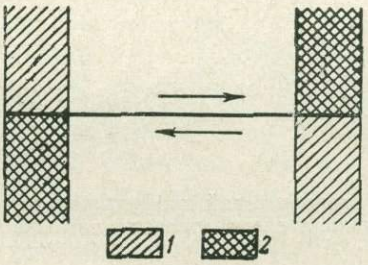


Рис. 55. Трансформный сдвиг. По Вильсону, 1965b

1 — новые участки коры, сформировавшиеся в результате подъема материала из мантии; *2* — место погружения коры в мантию

как все равно следует искать места накопления материала, перемещенного вдоль сдвига, и, если последний протягивается на восток даже под всем материком Северной Америки, вспучивание на конце сдвига не может быть меньше десятков километров. Это роковое для всех крупных сдвигов, как океанических, так и материковых, соображение может быть обойдено лишь с помощью гипотезы Дж. Т. Вильсона (Wilson, 1965b), полагающего, что крупные сдвиги являются «трансформными сдвигами» и связаны с конвекцией в мантии и коре (рис. 55). На одном конце сдвиговой трещины по ту или другую ее сторону происходит подъем мантийного материала и образуется новый участок земной коры. Одновременно соседний участок коры отодвигается в сторону (это и есть перемещение вдоль разлома) и на противоположном конце сдвиговой трещины участок коры погружается в мантию, что полностью компенсирует все сдвиговое смещение. Однако нет никаких ни геологических, ни геофизических признаков появления из мантии нового участка коры на одном конце сдвиговой трещины и поглощения такого же куска коры мантией на другом ее конце. Если бы нечто подобное происходило, мы наблюдали бы сильные дислокации у концов сдвиговых трещин. Такие дислокации отсутствуют. Невероятно, чтобы процессы подъема нового материала коры из мантии и поглощения старой коры происходили столь согласованно, что кора между концами сдвиговой трещины перемещалась бы без всяких деформаций, как будто она приводной ремень, протягиваемый двумя синхронно поворачивающимися колесами. Сохранение почти одинаковой на всем протяжении сдвига вертикальной амплитуды смещения становится при этом совершенно загадочным явлением.

Попытаемся проследить продолжение разломов восточной части Тихого океана на материк.

Разлом Клиппертон направляется к Центральной Америке и Карибскому морю, но продолжение его не может быть с достаточной уверенностью трассировано на материке.

Но разлом Кларион имеет свое ясное продолжение на материке. На его простирании в Мексике лежит большой тектонический разрыв, отделяющий выходы палеозойских метаморфических пород на юге от области развития молодых вулканогенных пород на севере. Эта зона пересекает всю Мексику с запада на восток. Вдоль нее цепочкой вытянулись молодые вулканы (Eardley, 1962; Guzman, Cserna, 1963). На геологических картах они изображаются как позднекайнозойские. Среди них имеются вулканы, активные до сих пор или совсем недавно погасшие. Никаких признаков сдвиговых дислокаций вдоль этой линии не указывалось.

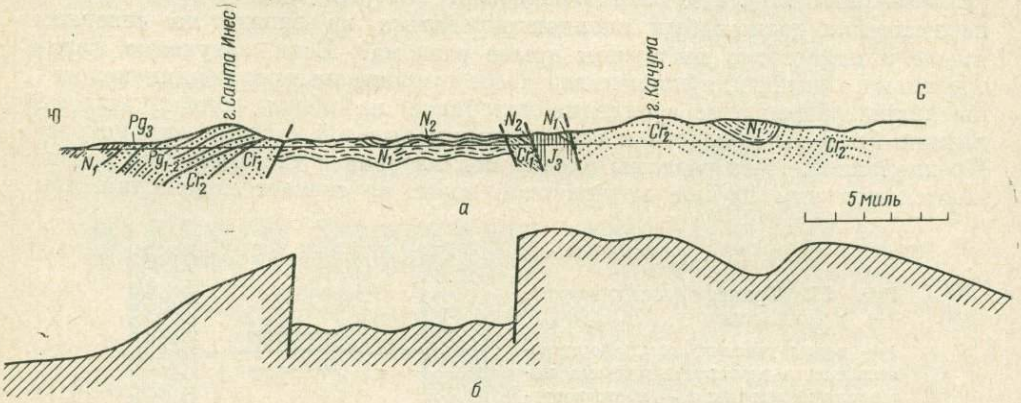


Рис. 56. Геологический профиль через Поперечный хребет Южной Калифорнии (*а*) и упрощенная схема строения того же хребта по кровле верхнего мела (*б*). Ср. с рис. 7. По Риду и Холлистеру, 1936

Чрезвычайно показательно соотношение разлома Меррей с материковой структурой на его продолжении. Этот разлом прямо упирается в Поперечный хребет Южной Калифорнии, замыкающий с юга Калифорнийскую долину. Разлом Меррей в рельефе дна выражен двумя асимметричными хребтами, пологие склоны которых обращены врозь, а крутые — друг к другу и разделены долиной, имеющей характер рифта. Если сравнить этот рельеф с геологическим строением Поперечного хребта, то мы обнаружим разительное сходство (рис. 56). Крылья Поперечного хребта сложены меловыми и эоценовыми отложениями, в целом падающими в стороны соседних депрессий, а осевая часть хребта занята грабеном, в котором сохранились миоценовые и плиоценовые отложения. Известно, что Поперечный хребет начал подниматься в конце верхнего мела и спокойное его поднятие продолжалось до конца миоцена. Все это время хребет сохранял форму свода. В конце миоцена произошло раскалывание последнего, образовался продольный грабен и в дальнейшем движения носили глыбовый характер (Reed, 1933, 1951; Reed, Hollister, 1936).

Сходство рельефа разлома Меррей со структурой Поперечного хребта, естественно, наводит на мысль, что сходна и история этих образований, лежащих на непосредственном продолжении друг друга. В этом случае можно предположить, что вдоль зоны Меррей в конце верхнего мела поднимался длинный линейный хребет, который с конца миоцена раскололся по оси и тогда вдоль него образовался узкий грабен. Поскольку последний не заполнен осадками и выражен полностью в рельефе дна, следует думать, что ко времени его образования в зоне разлома Меррей существовали океанические глубины. Особо следует подчеркнуть, что никаких геологических признаков горизонтальных смещений сдвигового характера в Поперечном хребте нет.

Разлом Мендосино обычно пытаются связать с разломом Сан-Андреас. Если предполагать непосредственное продолжение разлома Мендосино в разлом Сан-Андреас, то, с точки зрения распространенных представлений, странным оказывается изменение направления смещения: левое на Мендосино и правое на Сан-Андреас. Были высказаны и более сложные представления, согласно которым Мендосино и Сан-Андреас являются сопряженными сколами, вызванными сжатием по направлению СВ — ЮЗ (Menard, 1955). Но мы уже высказали свое отрицательное мнение относительно значительных сдвиговых смещений по разлому Сан-Андреас.

Нам кажется гораздо более интересным подчеркнуть, что на простирании разлома Мендосино вся система Кордильер пересекается поперек полем развития плиоценовых вулканических лав. Мы имеем в виду лавы плато Малёр и бассейна реки Снейк. И к северу, и к югу отсюда поле распространения кайнозойских лав в Кордильерах значительно сужается и преобладание переходит к лавам более древним — миоценовым и эоценовым. Не исключена возможность, что Кордильеры в этом месте пересекаются региональным поперечным разломом, являющимся продолжением на материке разлома Мендосино. Никаких признаков крупных сдвиговых смещений вдоль этой зоны, пересекающей Кордильеры, нет.

Таким образом, попытка обнаружить какое-либо продолжение огромных сдвигов восточной части Тихого океана на прилегающем материке приводит к отрицательным результатам. А считать, что эти сдвиги каким-то образом уходят под материк, как мы видели, также невозможно. Следовательно, имеются достаточно веские основания для того, чтобы усомниться в правильности интерпретации геомагнитных наблюдений.

Вообще говоря, интерпретация не может считаться убедительной до тех пор, пока остается неизвестным происхождение магнитных аномалий. Отдельные аномалии достигают нескольких сотен гамм в пределах поясов шириной в несколько десятков километров и длиной порядка 1000 *км*. Тела, создающие такие аномалии, должны находиться неглубоко, Вероятно, они приурочены ко второму слою океанической коры и представляют собой либо дайки, либо линейно вытянутые покровы вулканических пород. Аномалии могут быть также связаны с выходом на поверхность второго слоя наклонных пластов с различной степенью намагниченности.

Если принять последнее предположение и считать, что формирование второго слоя на изученных вдоль разрывов отрезках происходило в субаэральных или мелководных условиях еще до образования океанической депрессии в современном виде, когда головы наклонных слоев могли подвергнуться эрозии или абразии (из предыдущего было видно, что такая гипотеза не невероятна), то для наблюдаемого эффекта смещения магнитных аномалий достаточно небольшого вертикального перемещения. Так, если предположить, что наклон слоев в сторону центральной части океана равен 1 *м* на 1 *км*, что северное крыло разлома Мендосино было поднято относительно южного на 2 *км*, но затем на 1 *км* эродировано или абрадировано, то мы получим как раз то видимое смещение аномалий на поверхности, какое наблюдается.

Еще более простое объяснение наблюдаемых смещений аномалий без гипотезы горизонтальных смещений дают М. Тальвани с соавторами (Talwani, Le Pichon, Heirtzler, 1965). На основании ряда пересечений различных срединных океанических хребтов они показывают, что в распределении по склонам хребтов магнитных аномалий наблюдается очень выдержанная симметрия и «рисунок» аномалий зависит от расстояния от оси хребта. Вместе со смещением аномалий по разрывам восточной части Тихого океана в том же направлении смещается и ось Восточно-Тихоокеанского хребта, так что одинаковые аномалии всегда остаются на одном и том же расстоянии от нее. Но почему обязательно думать, что хребет образовался единой цельной полосой до формирования разры-

вов? Вполне вероятно и другое предположение, что разрывы существовали раньше, а Восточно-Тихоокеанский хребет образовывался в промежутках между ними отдельными отрезками, которые поднимались не на продолжении друг друга, а с некоторым в каждом блоке отступанием в ту или другую сторону. В этом толковании сохраняется объяснение смещению аномалий и вместе с тем преодолеваются все те противоречия в соотношении океанической и материковой тектоники, с которыми связана *сдвиговая гипотеза. Оказываются достаточными лишь небольшие вертикальные* смещения по разрывам. Подтверждение этому толкованию мы видим и в том, что, судя по возрасту Поперечного хребта, лежащего на продолжении разрыва Меррей, последний заложился уже в верхнем мелу, тогда как Восточно-Тихоокеанское срединное поднятие развилось, по-видимому, лишь в эоцене.

Вместе с тем это предположение позволяет нам по-новому взглянуть и на многие другие явления на дне океанов, трактуемые обычно как горизонтальные сдвиги. Мы уже говорили, что целая серия широтных разрывов пересекает Срединно-Атлантический хребет, особенно в экваториальной части, где этот хребет делает резкий коленообразный изгиб. Аналогичные разрывы пересекают в широтном и в других направлениях Срединно-Индийский хребет. Всюду такие разрывы представлены в рельефе поперечными расщелинами или долинами и всюду гребень хребта при переходе через разрыв оказывается смещенным в горизонтальном направлении.

Мы уже высказывали сомнение в сдвиговой природе таких разрывов. Некоторые из них производят очень странное впечатление. Например, если восстановить форму Срединно-Атлантического хребта такой, какой она должна была быть до экваториальных сдвигов, то хребет вытянется в меридиональном направлении и перестанет соответствовать форме как океана, так и того «шва», по которому, по мнению мобилистов, произошло разделение материков. Возникновение современной формы хребта при этом остается загадкой для любой гипотезы.

Гораздо вероятнее предположить, что все так называемые «сдвиги» на срединных хребтах отражают то же явление, что и «сдвиги» восточной части Тихого океана: они представляют собой разрывы более древние, чем срединные хребты, последние наложились на разбитую земную кору со своими изменчивыми простираниями, и наблюдаемые при переходе через *поперечные разрывы смещения являются первичными*, а не результатом последующих дислокаций.

Возвращаясь к широтным разломам восточной части Тихого океана, мы в результате всего сказанного не видим каких-либо данных противотнесения их к категории тех структурных элементов, которые были названы горстовыми хребтами. Действительно, как и другие горстовые хребты, они разделяют участки дна различной глубины. Образованию разломов предшествовало формирование узких линейных поднятий, что *могло происходить с верхнего мела. Позже — в конце миоцена и плиоцене* — сводовые поднятия раскололись вдоль оси, и тогда образовался современный рельеф. Интересно, что горстовые хребты восточной части Тихого океана под прямым углом примыкают к молодым складчатым системам западной окраины Американского континента.

Подводя итоги тому, что было сказано о геологической истории глубоких частей Тихого океана, мы приходим к выводу, что в этой истории есть важные черты сходства с историей других океанов. Как и в других океанах, здесь перед концом нижнего мела произошли грандиозные события, которые можно назвать вулканическим обновлением земной коры. Все дно Тихого океана было залито базальтовой лавой, излияние

которой, по-видимому, сопровождалось также и основными интрузиями. Только после этих событий, предыстория и продолжительность которых остаются неизвестными, началось спокойное отложение осадков на дне океанических котловин и на абрадированных вершинах многочисленных погасших вулканов, тогда как активный вулканизм сконцентрировался в некоторых узких зонах. В ту эпоху Тихий океан был мельче, чем сейчас, и глубина его в центральных частях не превышала 3500 *м*. Потом продолжалось опускание дна океана и его углубление. Амплитуда углубления за 100 млн. лет достигла в центральных частях океана 2000 *м*. Одновременно с опусканием в зонах активного вулканизма продолжался рост вулканических конусов. В центральной части океана они группировались полосами вдоль разломов главным образом северо-западного простирания. Многие из тех вулканов, которые прекращали свою деятельность, становились основанием для коралловых построек, мощность которых увеличивалась по мере прогибания дна. На востоке океана прогибание было неравномерным: земная кора раскололась на глыбы, разделенные широтными разломами. Вдоль разломов сформировались горстовые хребты.

Отличием от Атлантического и Индийского океанов является то, что в Тихом океане максимальное прогибание дна было приурочено к центральной части океана, тогда как в других двух океанах максимальные прогибы концентрируются по краям, а средняя часть занята срединными хребтами, являющимися зонами относительного поднятия (или отставания в прогибании). Восточно-Тихоокеанское поднятие занимает в Тихом океане периферическое положение, но по времени своего относительного поднятия, по-видимому, не отличается от срединных хребтов других океанов. Однако оно является гораздо более пологим, чем другие срединные хребты, и лишено рифтовых долин. Спецификой Тихого океана являются система широтных горстовых хребтов в восточной его части и многочисленные гребни вулканических островов и подводных вулканов в центральной части. Таким образом, наряду со сходством между океанами, между ними есть и различия.

ОБЩИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

В распределении фаций осадочных пород и заключенных в них остатков ископаемых организмов — животных и растительных — содержатся некоторые данные относительно палеогеографических условий, существовавших в прошлые геологические периоды на месте современных океанов.

Так, распределение фаций нижнепалеозойских осадков в каледонской складчатой зоне Норвегии указывает на неоднократный принос обломочного материала с северо-запада, со стороны областей, сейчас занятых водами Атлантического океана. Наличие суши на месте последнего особенно уверенно устанавливается для ордовика и силура (Хольтедаль, 1957).

Девонские осадки области Парана Южной Америки указывают на принос обломочного материала с востока, где в то время, следовательно, находилась приподнятая область. Весьма вероятно, что последняя распространялась в пределы современного Атлантического океана (Fourmarier, 1940). Аналогичная обстановка отмечается в Уругвае и на Фолклендских о-вах. Однако, как показало сопоставление ряда органических форм, развитых в Южной Америке и Африке, скорее следует говорить о наличии между ними в то время мелководных морей, чем сплошной суши (Symposium sur les séries de Gondwana, 1952). Выше говорилось о средне- и верхнепалеозойском поднятии в зоне Пидмонта и прибрежной равнины на атлантическом побережье Северной Америки. Это поднятие

должно было распространяться на какое-то расстояние за пределы современного континентального склона.

Наиболее выразительные палеогеографические данные общего характера связаны с верхнепалеозойскими и нежнемезозойскими отложениями областей, примыкающих к Южной Атлантике и Индийскому океану. Известно, что с верхнего карбона до начала юры на огромных площадях в Южной Америке, Африке, Индии и Австралии отлагались весьма сходные толщи континентального происхождения со специфической фауной позвоночных и не менее специфической флорой. Среди этих пород значительную роль играют ледниковые отложения.

Континентальный характер отложений и сходство фауны и флоры послужили основанием для концепции единого материка Гондваны, объединявшего перечисленные материки и Антарктиду.

Результаты специального симпозиума (Symposium sur les séries de Gondwana, 1952) показали, однако, что представление о едином цельном верхнепалеозойском и нижнемезозойском южном материке является слишком упрощенным. Правильнее было бы предположить, что в то время между южными материками существовала значительно лучшая, чем сейчас, связь, облегчавшая миграцию наземных животных и растений, но эта связь не была абсолютной. Например, из триасовых рептилий, известных в Южной Америке, только 43% семейств и 8% родов известны и в Африке, тогда как идентичных видов нет вовсе. Таким образом, миграция осуществлялась, но на ее пути стоял как бы некоторый фильтр, который делал ее неполной. Необходимо также учесть, что споры растений легко перемещаются ветром и течениями на значительные расстояния и, *следовательно, для миграции растений непрерывная сухопутная связь не* обязательна. Поэтому для объяснения наблюдаемой степени сходства органического мира в пределах Гондваны достаточно предположить существование кратковременных «мостов», коими могли быть осушаемые вершины подводных хребтов или архипелаги островов (Holmes, 1953). Можно представить себе также и обратную картину: единый материк, но расчлененный *на части многочисленными мелководными бассейнами.*

Возможно, что последнее предположение является наиболее вероятным. Оно особенно справедливо для области Индийского океана, где мы уже отмечали следы существования морских бассейнов вблизи Австралии в течение всего палеозоя и нижнего мезозоя. В пермское время узкий морской рукав кратковременно существовал в районе Мозамбикского пролива, а начиная с юры морской бассейн прочно утвердился в северо-западной части Индийского океана между берегами Сомали, Аравии и Индии. Все эти морские бассейны имели связь с Тетисом и питались трансгрессиями со стороны последнего. Они занимали, видимо, отдельные площади по окраинам океана, тогда как центральная его часть в это время могла быть сушей (рис. 57). Рассматривая условия верхнепалеозойского гондванского оледенения, Л. Б. Рухин (1959) приходит к выводу, что внутри Гондванского материка должны были находиться холодные водные бассейны, без чего оледенение было бы невозможно. Такие бассейны как раз могли располагаться на площади Индийского океана, где, кстати сказать, в верхнем палеозое по палеоклиматическим данным находился Южный полюс.

Конкретные данные, указывающие на более широкое распространение суши в южном полушарии в гондванское время по сравнению с современностью, сводятся к следующему:

1. Срезание структуры материков краем океана; не подлежит сомнению, что кристаллические массивы Бразильского и Гвианского щитов, западной и восточной окраин Экваториальной и Южной Африки, Мадагаскара, Индостана и Западной Австралии распространялись первоначально далеко за пределы соответствующих материков и, следователь-

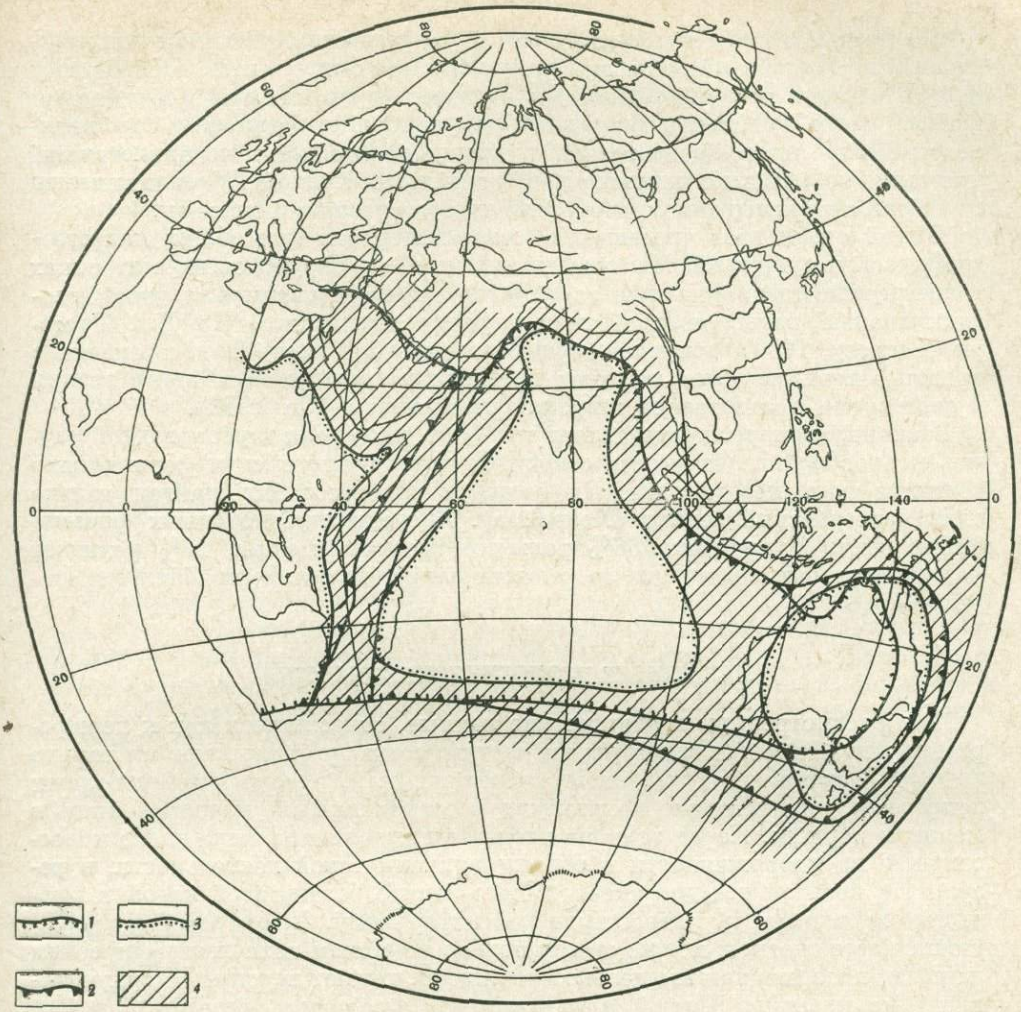


Рис. 57. Палеогеография района Индийского океана в палеозое и раннем мезозое. По Н. М. Страхову, 1960

Предполагаемые границы: *1* — верхнедевонской суши; *2* — верхнепермской суши; *3* — верхнеюрской суши; *4* — верхнеюрского моря. Во всех случаях дополнительные значки обращены в сторону суши

но, столь же далеко за пределы их распространялась и континентальная кора.

2. Континентальная система Карру в Южной Африке обрезается на востоке краем Индийского океана и, несомненно, распространялась за пределы современного материка. Ее мощность возрастает в этом направлении. То же касается и Капской системы, слагающей Капские горы и состоящей преимущественно из пород континентального происхождения.

3. Там же в Южной Африке верхнекаменноугольный ледник Наталя спускался из центра оледенения, находившегося на территории Индийского океана к востоку от Дурбана.

4. Тиллиты того же возраста на Фолклендских о-вах были принесены ледником со стороны Атлантического океана.

5. В Австралии центр оледенения того же возраста находился южнее материка.

Из предыдущего было видно, что в современных границах Атлантический и Индийский океаны полностью сформировались к верхнему мелу. Но еще в средней юре те фациальные связи, которые объединяли разные части Гондваны, оказались нарушенными. Возможно, что верхнетриасовый плато-базальтовый вулканизм Бразилии и аналогичный чрезвычайно мощный нижнеюрский вулканизм Южной Африки связаны с глубоким раскалыванием, сопровождавшим «распад» Гондваны.

Тихий океан дает чрезвычайно мало материала для общих палеогеографических суждений. Мы указывали, что на окружающих материках трансгрессии неизменно шли со стороны океана и связывали это с геосинклиналью, расположенной по периферии последнего. Но Дж. Грегори (Gregory, 1930) допускал существование на месте Тихого океана в прошлые геологические периоды крупных материков. Эта точка зрения в свое время пользовалась широким признанием (Ог, 1932).

Наконец, интерес представляет тот факт, что среди глубоководной фауны океанов практически отсутствуют реликты палеозойских форм и мало реликтов форм мезозойских. На больших глубинах был найден только один палеозойский реликт (Neopolina). А среди глубоководных фораминифер были обнаружены: 86% реликтов третичных форм, 14% реликтов мезозойских форм и ни одного реликта палеозойских форм (Menzies, Imbric, 1958).

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Все рассмотренные геологические данные, относящиеся как к периферии океанов, так и к глубоким их частям, согласно указывают на то, что история океанов в их современном облике, т. е. в виде глубоководных депрессий, совпадающих по площади с современными, началась лишь в меловом периоде. Перед этим на площади всех океанов была эпоха колоссальной по напряженности и объему вулканической деятельности, в результате которой все дно океанов было залито базальтовой лавой и пронизано основными и ультраосновными интрузиями. О том, что было раньше на месте океанов, можно судить только по общим палеогеографическим данным, которые, как мы только что видели, делают вероятным существование на площади Южной Атлантики и Индийского океана в палеозое и начале мезозоя значительных участков суши и ряда мелководных морей. Считая, что Гондвана прекратила свое существование в начале юры, мы для эпохи массового вулканизма на месте указанных двух океанов должны отвести период времени, охватывающий юру и начало мела. Для ранней истории площади Тихого океана геологические данные еще менее определенны: они свидетельствуют лишь о том, что в течение всего палеозоя и нижнего мезозоя морские трансгрессии приходили на современные материки со стороны океана, где, следовательно, располагались по крайней мере мелководные моря. Мы истолковали это таким образом, что трансгрессии распространялись из осевой зоны геосинклинали, находившейся на некотором расстоянии от современных материков в периферической части океана. Относительно ранней истории центральных областей Тихого океана никаких данных нет кроме тех, что к концу нижнего мела там было значительно больше вулканических островов, чем сейчас, и уже существовало море.

Какие бы породы не существовали на месте океанов до эпохи массового вулканизма, они были преобразованы грандиозным вулканическим потоком. Произошло великое «обновление» земной коры, которая только с этого времени стала океанической.

Первые осадки на дне океанов начали отлагаться после окончания повсеместного вулканизма в конце нижнего мела. С этого времени вулканизм концентрировался лишь в некоторых узких зонах, а дно океанов

прогибалось и океаны углублялись. Глубина Тихого океана в центральных его частях в конце эпохи массового вулканизма была приблизительно 3500 *м* и с тех пор увеличилась на 2000 *м*. Признаки углубления Атлантического и Индийского океанов сосредоточены преимущественно по их периферии, где можно наблюдать, как с течением времени увеличивался наклон домезозойского фундамента шельфа в сторону океана и как первоначально более широкие шельфы становились у́же в результате откалывания от них и более быстрого опускания краевых плато. В Тихом океане по периферии также происходило углубление, но преимущественно не путем плавного наклона, а путем глыбового обрушения по разрывам. Если в процессе своего углубления Атлантический и Индийский океаны не увеличивали свою площадь, оставаясь все время в одних и тех же границах (исключением является Северная Атлантика, а точнее, полоса между Шотландией и Гренландией, которая присоединилась к Атлантическому океану только в неогене), то площадь Тихого океана последовательно увеличивалась за счет окружающих материков. В неогене к этому океану на западе и севере присоединились краевые моря, а вплоть до плейстоцена включительно происходило обрушение отдельных участков как по периферии окружающих материков, так и на краях крупных островов, входящих в состав островных дуг первого типа.

Раскалывание по окраинам Тихого океана сопровождалось вулканизмом. Такие линейные, связанные с отдельными разломами вулканические излияния были интенсивны на западной периферии океана в мелу и стали значительно более распространенными начиная с эоцена. В конце верхнего мела образовались разломы островных дуг второго типа, вулканизм которых был особенно интенсивен в миоцене и плиоцене. Образование разломов вокруг Тихого океана влияло также в некоторой мере и на ход развития примыкающих молодых геосинклиналей, приводя к образованию новых, «запоздалых» интрагеосинклиналей или к внедрению огромных гранитных батолитов. Того же типа процессы характеризуют развитие тех периферийных участков Атлантического и Индийского океанов, где последние граничат с молодыми геосинклиналями. В связи с этим различное развитие периферий атлантического типа с их преимущественно плавным прогибанием и тихоокеанского типа с их глыбовыми обрушениями и вулканизмом следует объяснять разным состоянием земной коры: платформенным на атлантических периферия и геосинклинальным раздробленным на тихоокеанских.

Срединные хребты в Атлантическом и Индийском океанах можно рассматривать как зоны, отставшие в опускании от окаймляющих их котловин. В них процессы опускания до сих пор активно продолжаются. Они идут в обстановке раздробления на глыбы, образования вдоль гребня хребта рифтовых долин и продолжающегося вулканизма. Этим срединные хребты резко отличаются от глубоководных котловин, где тектонические условия удивительно спокойны и где нет больше проявления вулканизма. Срединные хребты, как зоны относительного поднятия, должны были начать образовываться одновременно с началом прогибания океанов, но раздробление хребтов и образование рифтовых долин происходило в миоцене и позже. Спокойное Восточно-Тихоокеанское поднятие, лишенное рифтовых долин, представляет собой, по-видимому, срединный хребет в начальной стадии развития, не достигший еще стадии раздробления.

В процессе своего прогибания земная кора океанов разделялась на крупные глыбы, опускавшиеся с несколько разной скоростью. На границах между такими глыбами вдоль разделявших их разломов возникали узкие подводные хребты горстового типа. На продолжении некоторых из них на материках, примыкающих к Атлантическому и Индийскому океанам, обнаруживаются следы интрузивной и эффузивной деятельности, свидетельствующие, что разломы океанического дна захватывают и при-

легающие материки, и это помогает устанавливать время образования разломов. Возраст их оказывается верхнемеловым и палеогеновым. К разряду таких же горстовых хребтов, возникающих по границам между отдельными глыбами океанической коры, должны быть отнесены и известные на востоке Тихого океана широтные дислокации, обычно считаемые крупными сдвигами. Рассмотрение всех условий образования этих дислокаций и их тектонических связей с наземными структурами заставляет отказаться от гипотезы их сдвиговой природы. Это — односторонние горсты или валы, осложненные осевыми грабенами, т. е. превращенные в комбинацию двух встречных односторонних горстов. Мы также не нашли данных в пользу существования вокруг Тихого океана системы параллельных его контурам крупных тектонических сдвигов: такие разрывы, как Сан-Андреас, Филиппинский и Альпийский (Ново-Зеландский), являются вертикальными сбросами лишь с очень небольшой горизонтальной амплитудой, возникшей уже в четвертичное время.

Самым общим выводом является то, что различия между Тихим и другими океанами до сих пор часто преувеличивались. Главные события истории всех океанов весьма сходны и развивались они в одни и те же отрезки геологического времени. Все океаны образовались в современном виде и развились в течение верхнего мезозоя и кайнозоя как депрессии, наложенные на структуру окружающих материков. Различие заключается в том, что Атлантический, Северный Ледовитый и Индийский океаны наложились почти целиком на структуру, ставшую к тому времени уже платформенной, тогда как Тихий океан наложен своей периферией на продолжавшую развиваться геосинклиналь и его контуры в значительной степени параллельны последней. Нет никаких оснований считать геосинклиналь, окружающую Тихий океан, в какой-либо мере зависимой в своем местоположении от последнего. Напротив, контуры Тихого океана приспосабливаются к ранее существовавшей геосинклинали, а процессы, происходящие на периферии этого океана, с одной стороны, в своем проявлении зависят от особенностей строения коры и подкоровых слоев, характерных для геосинклиналей, а с другой стороны, в некоторой мере влияют на развитие геосинклиналей, способствуя, например, возникновению новых интрагеосинклиналей или стимулируя более интенсивный интрузивный и эффузивный магматизм.

Таковы выводы, вытекающие из геологических данных. В дальнейшем перед нами возникает задача согласовать их с результатами геофизических исследований.

Глава седьмая

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ГЛУБОКИХ СЛОЕВ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОКЕАНОВ

В этой главе будут суммированы геофизические данные о строении глубокой части земной коры и верхней мантии океанов, а также приведены данные о тепловом потоке и сейсмических процессах в океанах.

Для изучения строения земной коры и кровли мантии основное значение имеет метод глубинного сейсмического зондирования. Результаты его применения хорошо известны (Магницкий, 1965; Юинг, Пресс, 1957; Гутенберг, 1957; Косминская, 1958, 1963; Hill, 1957; Гейскелл, 1964; Raitt, 1963 и многие другие). Но широко используются также методы общей сейсмологии (объемные и поверхностные волны), гравиметрии и магнитометрии.

По Р. Райтту (Raitt, 1963) средняя океаническая кора ниже рыхлых осадков имеет следующее строение (табл. 2).

Таблица 2

Слой	Скорость продольных сейсмических волн, *км/сек*	Мощность, *км*
2	5,07±0,63	1,71—0,75
3 (океанический)	6,69±0,26	4,86—1,42
4 (мантия)	8,13±0,24	

О втором слое и об изменениях его мощности мы уже говорили. Для третьего (основного океанического) слоя и кровли мантии в типичных океанических областях местные отклонения от среднего сейсмического разреза обычно невелики. Намечается та общая закономерность, что с уменьшением глубины воды увеличивается мощность коры, однако это не везде выдерживается и, например срединные океанические хребты, как мы увидим, обнаруживают как раз противоположные соотношения.

Однако имеются, по-видимому, и некоторые более общие региональные различия, характеризующие кору разных океанических областей. Р. Райтт приводит результаты осреднения разрезов коры для крупных областей; мы опускаем цифры, характеризующие стандартные отклонения от средних величин (табл. 3).

Принимая среднюю толщину слоя воды в 5 *км*, получаем при грубом осреднении общую мощность океанической коры, включая слой воды, 11,5 *км*, а для твердой коры 6,5 *км*.

Рассмотрим некоторые региональные данные, относящиеся к отдельным бассейнам.

Таблица 3

Слой	Скорость продольных сейсмических волн, *км/сек*	Мощность, *км*
	Северо-Западная Атлантика	
2	4,9	2,1
3	6,7	4,76
4	8,1	
	Северо-Восточная Атлантика	
2	5,14	2,23
3	6,56	4,41
4	7,85	
	Северо-восточная часть Тихого океана	
2	5,65	0,89
3	6,75	4,64
4	8,24	
	Северо-западная часть Тихого океана	
2	5,02	2,05
3	6,73	5,03
4	8,21	
	Южная часть Тихого океана	
2	5,12	1,22
3	6,72	5,43
4	8,29	
	Индийский океан	
2	4,62	2,08
3	6,69	

КОРА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В Атлантическом океане в котловинах наблюдается типичный океанический разрез. Из табл. 3 видно, что скорости в кровле мантии на западе северной котловины Атлантики выше, чем на востоке (8,1 и 7,8 *км/сек*).

Под глубоководной равниной Сом при глубине океана 5 км под осадками мощности около 1 *км* лежит слой со скоростью 6,36 *км/сек* и мощностью около 6 *км*. Скорость в мантии равна 8,27 *км/сек* (Katz, Ewing, 1956).

Под Бермудами раздел Мохо находится на глубине 12 *км* под уровнем моря и несколько прогнут по сравнению с соседними районами (Officer, Ewing, Wuenschel, 1952; Phinney, 1964). К западу от Бермуд под осадками со средней мощностью 1,3 *км* лежит слой со скоростью 7,1 *км/сек* и мощностью 5,2 *км*. Кровля мантии со скоростью 7,7—8,5 *км/сек* находится на глубине 9,4—13,4 *км* (Katz, Ewing, 1956).

Под бассейном Нарес (к северу от желоба Пуэрто-Рико) под осадками мощностью менее 0,5 *км* и вторым слоем (около 2 *км*) залегает основной океанический слой с сейсмической скоростью 6,6 *км/сек* и мощностью от 2 до 5,5 *км*. Кровля мантии находится на глубине 12—13 *км*

и характеризуется скоростью продольных волн 7,7 *км/сек* (Bunce, Fahlquist, 1962).

Особым характером отличается строение коры в Северной Атлантике (в Норвежском и Гренландском морях). Там под осадками залегает толща со скоростью 4,96—5,37 *км/сек* и мощностью 2,5—3,0 *км*. Уже указывалось, что по всем данным эта толща сложена вулканогенными породами — плато-базальтами, выходящими на поверхность в Исландии, на Фарерских о-вах и в Гренландии. На глубине около 7 *км* под поверхностью воды начинается слой со средней скоростью 7,5 *км/сек*, который распространяется вглубь не меньше чем на 20 *км*. (J. Ewing, Ewing, 1959). Именно присутствие этого слоя с промежуточной между коровóй и мантийной сейсмической скоростью является специфической особенностью разреза Северной Атлантики.

Этот разрез чрезвычайно сходен с сейсмическим разрезом, характеризующим срединные океанические хребты и в первую очередь Срединно-Атлантический хребет. В осевой части последнего исчезает нормальный «океанический» слой и вместо него наблюдаются слои со скоростями 4,5—5,5 *км/сек* вверху и слой со скоростью 7,3 *км/сек* глубже. Мощность верхнего слоя до 5,5 *км*. В стороны от гребня там, где глубины океана достигают 3,5 — 5,0 *км*, разрез снова становится нормальным океаническим. При этом наблюдается постепенное утонение «фундамента» со скоростью 4,5—5,5 *км/сек* и замещение его нормальным «океаническим» слоем со скоростью 6,7 *км/сек*.

Если относить к коре только слои, лежащие выше слоя со скоростью 7,3 *км/сек*, то следует заключить, что толщина коры уменьшается к гребню Срединного хребта.

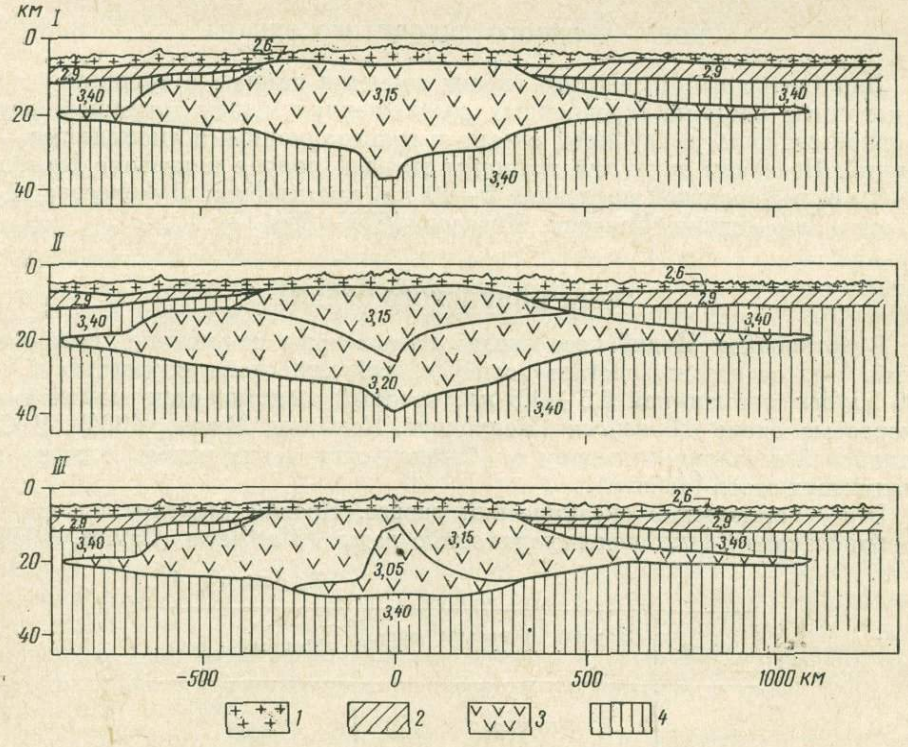


Рис. 58. Различные модели строения срединных океанических хребтов

1 — второй слой океанической коры; *2* — основной слой океанической коры; *3* — измененная мантия (смесь материала коры и мантии); *4* — нормальная мантия. Цифры — плотность в *г/см*³. *I, II, III* — возможные модели

Сейсмические методы не отбивают подошву слоя со скоростью 7,3 *км/сек*. Но привлечение гравиметрических данных позволяет построить вероятные модели глубинного строения Срединного хребта, которые изображены на рис. 58. Чтобы удовлетворить как сейсмическим, так и гравиметрическим данным, следует предположить наличие вещества с плотностью 3,15—3,20 и сейсмической скоростью 7,3 *км/сек*, залегающего в форме линзы толщиной 30—40 *км* и шириной до 2000 *км*, внутри верхней части нормальной мантии с плотностью 3,40 и сейсмической скоростью 8,2 *км/сек*. Действительно, получается так, что глубинная структура Срединно-Атлантического хребта на севере Атлантики распространяется на всю ширину океана (J. Ewing, Ewing, 1959; Worzel, 1965; Le Pichon, Houtz, Drake, Nafe, 1965; Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965).

Еще больше усложняется разрез на обнаженной части Срединно-Атлантического хребта — в Исландии. Там между слоем с промежуточной скоростью 7,3—7,5 *км/сек* и двумя слоями плато-базальта (5,1 и 4,2 *км/сек*, общая мощность 3 *км*) появляется новый очень мощный (свыше 16 *км*) слой со скоростью 6,3 *км/сек* (Båth, 1960; Tryggvasson, Båth, 1961; Tryggvasson, 1962; Pálmason, 1963). Аналогичный разрез был установлен на Фарерских о-вах (Pálmason, 1965).

В этих случаях толщина земной коры (до слоя 7,3—7,5 *км/сек*) достигает 20 *км*, т. е. значительно превосходит нормальную толщину океанической коры. Впрочем, вопрос о толщине коры здесь, а также на Срединном хребте является несколько неопределенным, поскольку неизвестно, куда — к мантии или к коре — относить слои с «промежуточными» сейсмическими скоростями. О возможной природе этого слоя речь будет идти позже.

КОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Для Северного Ледовитого океана имеются данные о толщине коры, основанные лишь на осредненных соотношениях между толщиной коры, с одной стороны, и глубиной океана и гравитационными аномалиями — с другой. Подсчеты дают для толщины твердой коры в котловине Нансена 4—8 *км*, в Канадской котловине 5—10 *км*, под хребтом Ломоносова 15—20 *км* (Деменицкая, Карасик, Киселев, 1962, 1964).

КОРА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В котловинах Индийского океана разрез коры нормально океанический. Под осадками залегает слой с сейсмической скоростью 6,4—6,6 *км/сек* и толщиной 6,5 ±1,5 *км*, который подстилается мантией со скоростью около 8,0 *км/сек* (Непрочнов, Ковылин, Михно, 1964). В Сомалийской котловине к северу от Сейшельских о-вов разрез состоит из следующих слоев (табл. 4).

Это — нормальный океанический разрез. Кровля мантии лежит на глубине около 11 *км* под поверхностью воды (Matthews, Davies, 1966).

Таблица 4

Слой	Скорость продольных волн, *км/сек*	Мощность, *км*
Вода	1,54	4,38
1	1,78	0,30
2	4,86	1,72
3	6,86	4,7
4	8,14	—

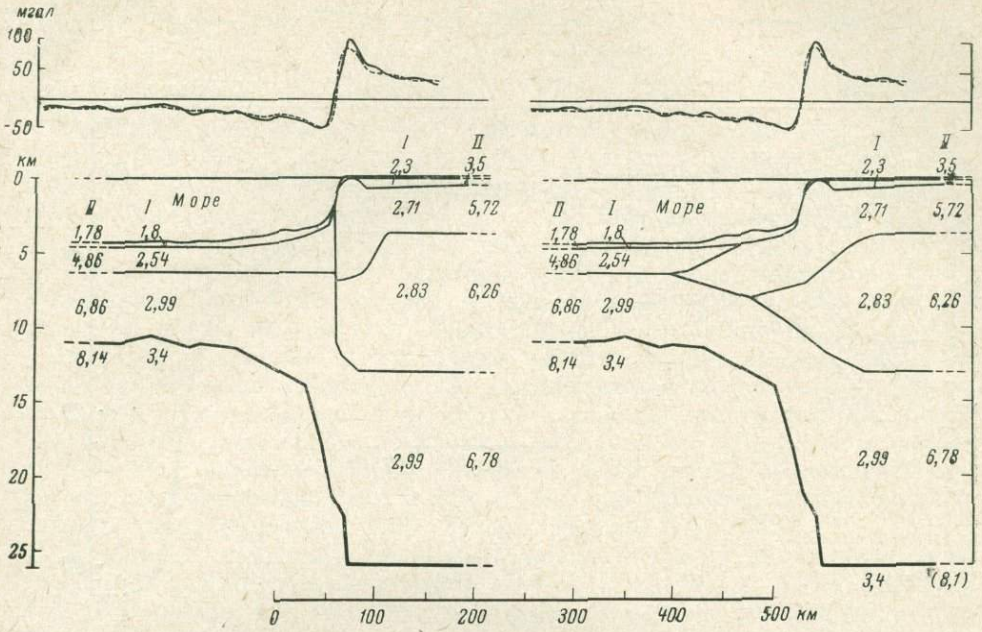


Рис. 59. Гравиметрические данные (две серии измерений) и изменение строения коры с переходом от Сейшельских о-вов к Сомалийской котловине. Две возможные модели. По Мэтьюзу и Дэвису, 1966

Колонки цифр: *I* — плотность в *г/см*^{3}; *II* — сейсмические скорости в *км/сек*

Чрезвычайно своеобразно строение района Сейшельских о-вов. На последних обнаружен вполне континентальный разрез, который состоит из 0,3 *км* поверхностных отложений, 5 *км* материала со скоростью 5,72 *км/сек*, 10 *км* пород со скоростью 6,26 *км/сек*, толщи в 18 *км* со скоростью 6,78 *км/сек*. На глубине 33 *км* находится кровля мантии с вероятной скоростью 8,1 *км/сек*. Слои 5,72 и 6,26 *км/сек* образуют нормальный континентальный гранито-гнейсовый слой коры. Присутствие его бесспорно, поскольку протерозойские граниты обнажаются на поверхности (см. гл. II). Слой 6,78 *км/сек* отвечает «базальтовому» (гранулито-базитовому) слою материков, но также и основному слою коры океанов.

Гравиметрические наблюдения показали, что по направлению к северу переход от континентальной структуры Сейшельского плато к океанической структуре Сомалийской котловины должен быть чрезвычайно резким. Граница Мохо должна в этом направлении подняться под краем плато на 14 *км* на расстоянии 42 *км* (угол наклона 19°). Две возможные модели перехода от плато к котловине показаны на рис. 59. Один гравиметрический метод не может определить выбор между этими двумя моделями. Магнитометрические измерения дали результаты, которые могут быть интерпретированы как присутствие в теле Сейшельского плато большого числа основных даек. Это толкование подтверждается тем, что щелочные оливиновые долеритовые дайки, секущие массив древних гранитов, видны и в обнажениях на поверхности (Davies, Francis, 1964; Matthews, Davies, 1966).

К юго-востоку от Сейшельского плато на том же Маскаренском хребте находится банка Сайа де Малья. На ней разрез оказался следующим: под осадками мощностью 0,5 *км* (сейсмическая скорость 1,72 *км/сек*) и уплотненными осадками мощностью также 0,5 *км* (скорость 3,26 *км/сек*) залегают слои мощностью 3 и 4 *км* со скоростями соответственно 4,36 и

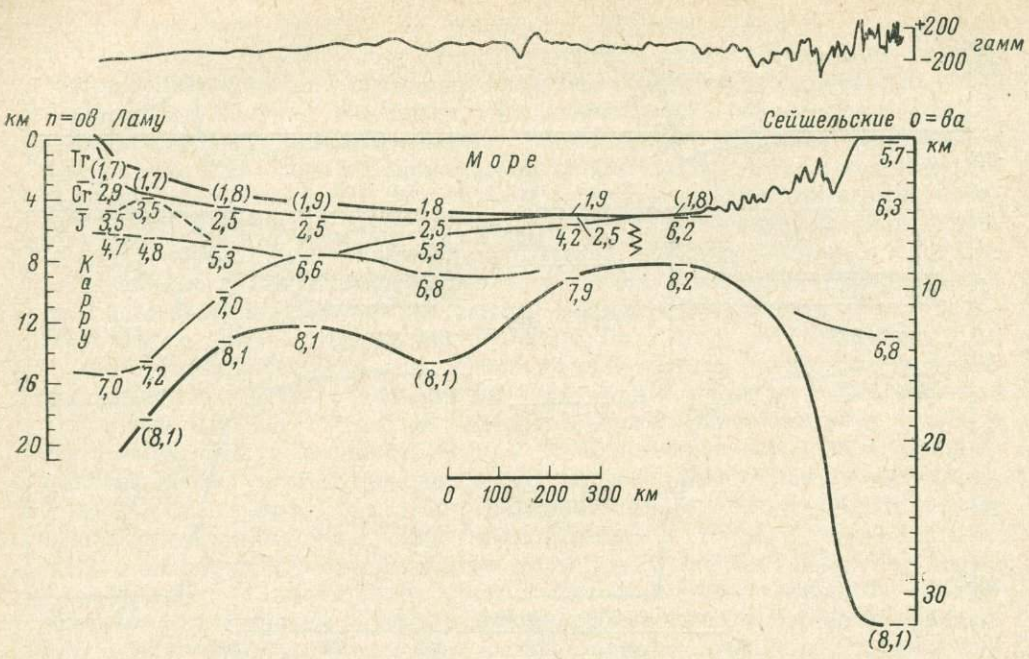


Рис. 60. Геомагнитные данные и сейсмический профиль от Восточной Африки (Кения) до Сейшельских о-вов. По Мэтьюзу и Дэвису, 1966

Цифры — сейсмические скорости в *км/сек* (в скобках — менее уверенные данные)

5,58 *км/сек*. Ниже лежит «океанический» слой со скоростью 6,81 *км/сек*. Здесь уже, по-видимому, нет гранито-гнейсового слоя, так как слои со скоростями 4,36 и 5,58 *км/сек* должны быть интерпретированы как накопление вулканических пород (базальтов). Глубина кровли основного океанического слоя здесь 8 *км* против 15 *км* на Сейшельском плато. Разрез этого типа характерен для вулканических островов. Но к северо-западу от Сайа де Малья, ближе к Сейшельским о-вам, под вулканическим слоем со скоростью 5,5 *км/сек* нет слоя со скоростью 6,81 *км/сек*, а вместо него есть слой со скоростью 6,03 *км/сек*, а мантия со скоростью 8,32 *км/сек* находится на глубине 17 *км*. Этот слой со скоростью 6,03 *км/сек* уже может быть гранито-гнейсовым, и если это так, то, значит, структура, характерная для Сейшельских о-вов, прослеживается от них вдоль Маскаренского хребта на юго-восток на протяжении 250 *км*, причем граниты к юго-востоку от Сейшельских о-вов покрываются вулканическими породами, а дальше целиком заменяются последними. Магнитометрические наблюдения показывают, что и на Сайа де Малья кора пронизана основными дайками (Francis, Shor, 1966; Matthews, Davies, 1966).

Геофизические исследования между Сейшельскими о-вами и берегом Восточной Африки привели к сводному профилю, изображенному на рис. 60. Наиболее вероятная интерпретация этого профиля следующая.

Слой, который под Сейшельским плато имеет сейсмическую скорость 6,3 *км/сек* и является гранито-гнейсовым, выклинивается по направлению к западу на расстоянии 400 *км* от плато, там, где глубина океана достигает 5 *км*. Дальше к западу этот слой замещается материалом с сейсмической скоростью 4,2—5,3 *км/сек*, что отвечает обычным скоростям второго слоя океанической коры, сложенного вулканическими породами. Поверх него лежат осадки со скоростями 2,5 и 1,9 *км/сек*. Необычным является выклинивание не только гранито-гнейсового, но и «базаль-

тового» (гранулито-базитового) слоя там же, где выклинивается и гранито-гнейсовый слой. В этом месте — в наиболее глубоком районе Сомалийской котловины — кровля мантии оказывается чрезвычайно поднятой: она находится на глубине всего около 8 *км* и непосредственно покрывается гранито-гнейсовым слоем.

Основной океанический слой (6,8 *км/сек*) *вновь появляется на* расстоянии 600 *км* от Сейшельского плато и дальше к востоку он предположительно смыкается с гранулито-базитовым слоем (7,0—7,2 *км/сек*) материка Восточной Африки. Вместе с тем океанический разрез, состоящий из основного слоя, второго слоя и маломощных осадков, заменяется по направлению к материку разрезом, в котором по сопоставлению с геологическими разрезами побережья Восточной Африки можно выделить *лежащую прямо на гранулито-базитовом слое формацию Карру, юрские* и меловые отложения и третичные рыхлые осадки. Первая, имеющая мощность на краю материка 9 *км,* выклинивается на расстоянии 300 *км* от берега, а мезозойские и третичные отложения выстилают дно Сомалийской котловины вплоть до противоположного ее склона. Этот разрез представляет исключительный интерес с точки зрения общей проблемы развития океанической коры и нам к нему еще придется вернуться в последней главе (Френсис, 1966; Francis, Davies, Hill, 1966).

Глубинное строение Срединно-Индийского хребта не отличается от строения Срединно-Атлантического хребта. В гребневой части хребта и под рифтовыми долинами под породами, имеющими сейсмическую скорость 5,5 *км/сек* и мощность 1—3 *км*, залегает материал со скоростью 7,2—7,5 *км/сек* (Непрочнов, 1966). Для Аденского залива, лежащего на продолжении рифта Срединно-Индийского хребта, Р. Гердлер указывает следующий разрез: 1,5 *км* воды, 0,45 *км* осадков, 2 *км* перемежаемости лав и осадочных пород и, наконец, слой со скоростью 7,1 *км/сек* на глубине 4 *км* (Girdler, 1963b). Непосредственное продолжение Срединно-Индийского хребта в район Красного моря делает чрезвычайно интересными результаты геофизических исследований в этом районе.

В северной части Красного моря, где грабен представляет собой единую депрессию, наблюдаются отрицательные аномалии Буге, характерные для континентальных рифтов, подобных Восточно-Африканским или Байкальскому. Но в южной части Красного моря, где в широкий трог вложен второй, более узкий грабен, обстановка меняется. Здесь над внутренним грабеном отмечена положительная аномалия Буге, достигающая $+80 \div +100$ *мгл*. Такие аномалии наблюдаются и под океаническими рифтовыми долинами. Подсчеты показывают, что эти аномалии могут вызываться блоком тяжелых пород с контрастом плотностей около $+0{,}2$ *г/см*^{3}, распространяющихся на глубину 15 *км*. В сочетании с данными магнитометрических наблюдений наиболее вероятным оказывается предположение, что кора внутреннего грабена пронизана рядом крупных даек основных пород, параллельных оси грабена. Суммарная мощность даек измеряется в 20 *км*, т. е. составляет около $^1/_3$ полной ширины внутреннего грабена. Скорость сейсмических волн в толще коры, пронизанной основными дайками, равна 7,1 *км/сек*. Эта толща покрывается перемежаемостью лав и осадочных пород мощностью в 2 *км* со средней скоростью 4,1 *км/сек*. По обе стороны от внутреннего грабена — между ним и берегами Красного моря — под рыхлыми осадками, кораллами и эвапоритами мощностью около 2,5 *км* отмечаются типичные для гранито-гнейсового фундамента сейсмические скорости (5,8 *км/сек*). Таким образом, за пределами внутреннего грабена кора имеет материковое строение, а под внутренним грабеном она пронизана основным материалом, явно поднявшимся из мантии, и характеризуется скоростями, промежуточными между типичными коровыми и типичными мантийными (Drake, Girdler, 1964; Girdler, 1958). Геофизическая картина, характерная для срединных

океанических хребтов, где наблюдаются такие же гравитационные и магнитные аномалии, позволяет предполагать, что глубинное строение их осевых зон такое же, как строение внутреннего грабена Красного моря, и что материал со скоростью около 7,3 *км/сек* и плотностью меньшей, чем плотность нормальной верхней мантии, представляет собой смесь подкорового материала с коровым. А линейная форма магнитных аномалий указывает на то, что смешение происходит путем внедрения даек (или удлиненных штоков) подкорового материала в кору (J. Ewing, Ewing, 1959; Heirtzler, Le Pichon, 1965; Vogt, Ostenso, 1966).

Для Индийского океана есть данные о строении горстовых хребтов. По профилю между Лаккадивскими и Мальдивскими о-вами устанавливается, что в кровле твердой коры залегает слой со скоростями 3,85—5,00 *км/сек* и мощностью 5 *км*. Это — вулканические породы второго слоя. Ниже лежит «океанический» слой мощностью 10 *км*. Раздел Мохо находится на глубине 17 *км* под поверхностью воды. К югу он погружается по крайней мере до 20 *км*. Между о-вами Мальдивскими и Чагос все скорости возрастают: в верхнем вулканическом слое до 6,13 *км/сек*, в нижнем — до 7,11 *км/сек*. Но на о-вах Чагос разрез становится снова типичным для вулканических островов: под вулканическими породами (3,01 и 4,76 *км/сек*) залегает океанический слой (6,79 *км/сек*) (Francis, Shor, 1966). Таким образом, судя по этому примеру, горстовые хребты характеризуются наличием «корней» в подошве коры и значительным накоплением вулканического материала.

КОРА ТИХОГО ОКЕАНА

Котловины Тихого океана характеризуются нормальным океаническим разрезом коры и кровли мантии. Из табл. 3 видно, что тихоокеанские разрезы отличаются от средней нормы несколько повышенными сейсмическими скоростями в кровле мантии. В центральной экваториальной части океана наблюдаются следующие колебания мощностей отдельных слоев (Raitt, 1956):

Сейсмическая скорость, *км/сек* .	2—2,5	5,38	6,77
Мощность, *км*	0,17—2,12	0,35—2,90	3,14—9,58

Средние граничные скорости в верхней мантии равняются 8,22 *км/сек*, а общая мощность твердой коры колеблется от 5,24 до 13,01 *км*, но обычно заключена в пределах $6{,}31 \pm 1{,}01$ *км*. В северо-западной части Тихого океана скорости 6,7—7,0 *км/сек* обнаружены на глубине 0,3—0,5 *км* под дном, а скорость 8 *км/сек* на глубине 2,5—4,4 *км* под дном или 8,5—9,5 *км* под поверхностью воды (Михно, 1964).

Местами отмечаются очень высокие скорости в кровле мантии: от 8,6 до 9,0 *км/сек* (Косминская, Зверев и др., 1963; Федотов, 1966). Эти наблюдения следует сопоставить с другими, которые указывают, что в разных направлениях скорости в кровле мантии оказываются разными. Например, сейсмическая скорость вдоль разлома Мендосино достигает 8,7 *км/сек*, тогда как поперек того же разлома она равна всего 8,0 *км/сек*. Это явление можно объяснить анизотропией оливина — минерала, вероятно, наиболее распространенного в верхней мантии. Было установлено, что в направлении, перпендикулярном к плоскости 100 в оливине, скорость продольных волн равна 9,87 *км/сек*, в направлении, перпендикулярном к плоскости 001, она равна 8,65 *км/сек*, а в направлении, перпендикулярном к плоскости 010, она падает до 7,73 *км/сек* (Hess, 1964).

Под Гавайскими о-вами устанавливается утолщение коры до 15 *км*, из которых верхние 5 *км* сложены вулканическим материалом (скорости 2,6 и 4,7 *км/сек*), а ниже лежит основной слой (6,9—7,0 *км/сек*, рис. 61).

В кровле мантии под Гавайскими о-вами скорости от 8,2 до 8,4 *км/сек*. Под Маршалловыми о-вами под осадками мощностью до 1 *км* и вторым слоем (1,6—2,6 *км*) лежит основной слой мощностью 3,14—5,69 *км*. Суммарная мощность твердой коры 8,66 *км* (Менард, 1966; Eaton, 1963; Shor, 1960).

Под Тасмановым морем кора имеет океаническое строение и толщина твердой коры 5 *км*. Однако под хребтом Лорд-Хау мощность коры вырастает до 20 *км* Eiby, 1958, 1964; Standard, 1961).

Значительной мощностью характеризуется кора к северу от Новой Зеландии (18 *км*) и под плато Кэмпбелл (15—20 *км*) (Адамс, 1965; Гейскелл, 1964; Standard, 1961). Нормальный океанический разрез характеризует кору Филиппинского моря.

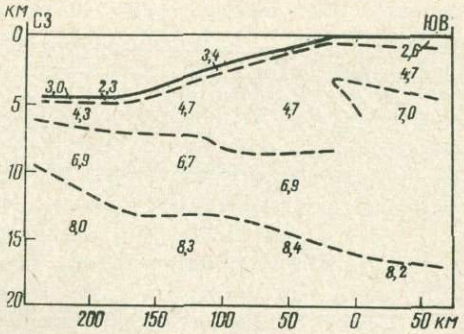


Рис. 61. Геофизический профиль северного склона Гавайского хребта. По Шору, 1960

Цифры — сейсмические скорости в *км/сек*

Восточно-Тихоокеанское поднятие отличается по своему строению от Срединных Атлантического и Индийского хребтов. Отличие заключается в том, что на Восточно-Тихоокеанском поднятии основной океанический слой со скоростью 6,8 *км/сек* не выклинивается и не заменяется какими-либо другими слоями, а перекрывает полностью поднятие, обнаруживая некоторое уменьшение своей мощности на своде: если по обе стороны от поднятия мощность этого слоя не меньше 4,9 *км*, то на своде она падает до 4 и даже до 3,7 *км*. Что касается строения верхней мантии, то вдоль оси поднятия в полосе шириной около 800 *км* наблюдается уменьшение сейсмических скоростей до 7,36—7,66 *км/сек* против обычных 8,0—8,5 *км/сек* под склонами поднятия (рис. 62) (Живаго, 1965; Менард, 1966; Le Pichon, Houtz, Drake, Nafe, 1965; Menard, 1960, Worzel, 1965). В некоторой мере промежуточное между Восточно-Тихоокеанским поднятием и другими срединными хребтами строение имеет Восточно-Индийское поднятие, находящееся между Австралией и Антарктидой. В этом случае мощность коры равна 6—7 *км* (Adams, 1964).

Изложенное до сих пор ясно показывает существование двух типов хребтов на дне океана. Одни из них горстовые, а также те, которые объединяют группы вулканических островов, подобные Гавайским, характеризуются утолщением коры и, следовательно, их изостатическая компенсация, полностью или частично, происходит в коре. Другие — срединные — компенсируются разуплотнением в мантии, тогда как кора не утолщается, а даже утоняется. Различие между Срединными Атлантическим и Индийским хребтами, с одной стороны, и Восточно-Тихоокеанским поднятием — с другой, обычно видят в том, что они находятся в разных стадиях развития. Предполагается, что Восточно-Тихоокеанское поднятие находится в более ранней стадии, в связи с чем здесь нормальная океаническая кора еще не изменена и на поднятии не образовались рифты.

Широтные разломы на востоке Тихого океана разделяют блоки коры несколько различного строения. Так, на профиле разлома Мендосино приблизительно по 129° з. д. оказалось, что основной слой океанической коры к северу от разлома, т. е. там, где океан мельче, тоньше, чем к югу

от него. Вместе с тем сейсмические скорости в кровле мантии севернее от разлома на 0,8 *км/сек* ниже, чем южнее. Неодинаковыми оказываются по обе стороны от разлома и гравитационные аномалии Фая. Различия в строении обнаруживают и блоки коры, разделенные разломом Меррей. Здесь второй слой, имеющий к северу от разлома мощность около 1,5 *км*, к югу от разлома полностью выклинивается, а основной слой изменяет в том же направлении мощность с 5 до 4 *км* (Менард, 1966).

Чрезвычайно интересным фактом является то, что магнитное поле в океане (но не в краевых морях) характеризуется линейными аномалиями. Полосы положительных и отрицательных аномалий протягиваются

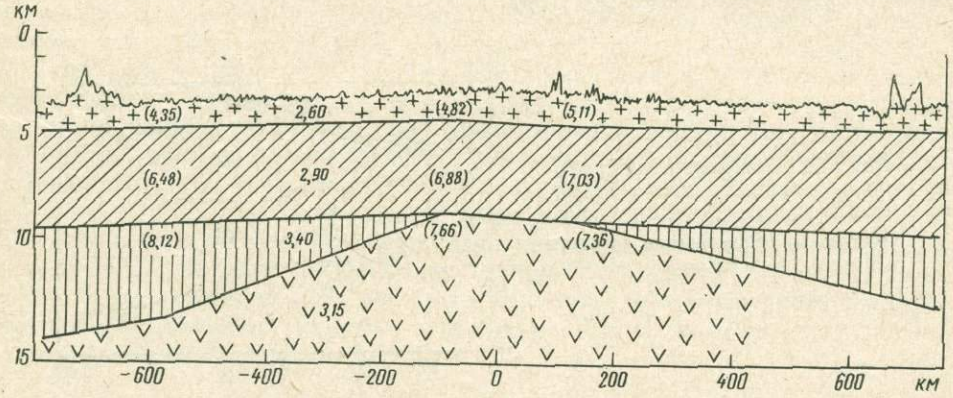


Рис. 62. Профиль через Восточно-Тихоокеанское поднятие по сейсмическим и гравиметрическим данным. По Менарду, 1960

Цифры без скобок — плотность в *г/см*³, в скобках — скорость продольных сейсмических волн в *км/сек*

на тысячи километров при ширине каждой полосы в несколько десятков или сотню километров. Особенно интенсивны магнитные аномалии над осевой частью срединных хребтов, где ширина полос наименьшая. На склонах срединных хребтов аномалии ориентируются параллельно последним. На северо-востоке Тихого океана они меридиональны, а близ Японии имеют северо-восточное простирание. Эта структура аномалий резко обрывается у континентального склона. На шельфе аномалии имеют континентальный характер и тесно связаны с геологическим строением прилегающего материка.

Происхождение океанических магнитных аномалий пока не может считаться выясненным. Мы видели, что аномалии осевых зон срединных хребтов свидетельствуют, по-видимому, о большом числе даек основных пород, вытянутых параллельно рифту. По П. Фогту и Н. Остенсо, магнитные аномалии малой длины волны над Срединно-Атлантическим хребтом вызваны дайками около 13 *км* ширины, находящимися на глубине 4 *км* под дном рифта. Во всяком случае, источник аномалий не может быть глубоким. Кроме даек это могут быть линзы во втором слое или внедрения во второй слой материала из основного слоя или из мантии (Bullard, Mason, 1963; Ralf, 1966; Vogt, Ostenso, 1966).

КОРА ПЕРИФЕРИИ ОКЕАНОВ, КРАЕВЫХ И СРЕДИЗЕМНЫХ МОРЕЙ

Особый интерес представляют зоны перехода от океанов к материкам. По строению коры можно выделить три типа перехода.

Первый тип характеризуется наиболее простым соприкосновением материка с глубокой океанической котловиной через шельф и континен-

тальный склон, иногда усложненный краевым плато. Здесь наблюдается резкое утолщение коры от океана к материку в зоне, где глубины океана меняются от бо́льших до 1 *км*. Переход происходит на расстоянии около 200 *км*. Сравнение сейсмического разреза океанической и материковой коры показывает, что при этом переходе в строении океанической коры как будто сохраняется средняя часть материковой коры, тогда как верхняя и нижняя ее части редуцируются или вовсе исчезают. В самом деле, в океанической коре почти нет материала со скоростью 6 *км/сек*: в ней преобладают скорости 6,4—7,0 *км/сек*. В коре материков, напротив, большая роль принадлежит материалу со скоростью 6,0 *км/сек*. Ниже залегает материал со скоростью 6,5—6,8 *км/сек* («базальтовый» или гранулито-базитовый слой) и в подошве коры во многих случаях отмечаются скорости 7,0—7,6 *км/сек*. Таким образом, лишь средний слой оказывается в типичных случаях общим для материковой и океанической коры (рис. 63).

Однако следует отметить, что сейсмических наблюдений в переходной зоне недостаточно. Такие наблюдения встречают серьезные методические трудности, и поэтому получить ясную картину перехода океанической коры в материковую не удается. Дж. Уорзэл указывает на то, что для зоны перехода характерно появление в основании континентальной коры слоя со скоростями 7,0—7,3 *км/сек* (Worzel, 1965). Но И. П. Косминская считает, что такой слой не является специфичным для окраин материка, а характеризует нижнюю часть материковой коры вообще. Следует подчеркнуть, что одинаковые сейсмические скорости в средней части континентальной коры и в основном слое океанов еще не могут считаться указанием на идентичность вещественного состава этих слоев.

Комбинирование сейсмических, гравиметрических и геологических данных позволило предположить для некоторых окраин материков этого типа ступенчатое нарастание мощности коры от океана к материку. Такое строение предполагается, например, для переходной зоны Калифорнии (рис. 64). Здесь под океаном раздел Мохо находится на глубине 13—15 *км*, под шельфом его глубина быстро увеличивается до 20 *км*, а под Сьеррой-Невадой до 33—40 *км*. Кроме того, сочетание тех же данных приводит к выводу, что нормальная океаническая верхняя мантия, характеризующаяся в своих верхних слоях плотностью 3,4 *г/см*^{3} и сейсмической скоростью 8,2 *км/сек*, под краем материка оказывается разуплотненной вверху до глубины 50 *км* на 0,1 *г/см*^{3}.

По другим данным в районе Сан-Франциско толщина коры равна 23 *км*, а в Лос-Анжелесе 35 *км*. Указывается также, что толщина коры на побережье Южной Калифорнии 16—19 *км* (Пресс, 1965; Tsuboi, 1956; Eaton, 1963; Thompson, Talwani, 1964; Healy, 1963; Press, 1956).

Тот же тип строения периферии материка наблюдается на атлантическом побережье США, а также Аргентины. Вероятно, он вообще широко распространен на побережьях Атлантического и Индийского океанов. На атлантическом побережье США под материком мощность коры достигает 40 *км*, а под нижней частью континентального склона она уменьшается до 16 *км;* в океане подошва коры находится на глубине 10 *км* под уровнем воды. «Базальтовый» слой поднимается при этом с глубины 15—25 *км* под материком до 6,5 *км* под океаном (см. рис. 23, 26, 59, 60).

Второй тип переходных зон между океаном и материком отличается от первого наличием разделяющего океан и материк глубоководного желоба. Последний может примыкать непосредственно к материку, как это наблюдается на тихоокеанской периферии Южной Америки, или к островной дуге.

В этих случаях основное уменьшение мощности коры от материка к океану происходит между сушей и желобом, под осью которого мощность

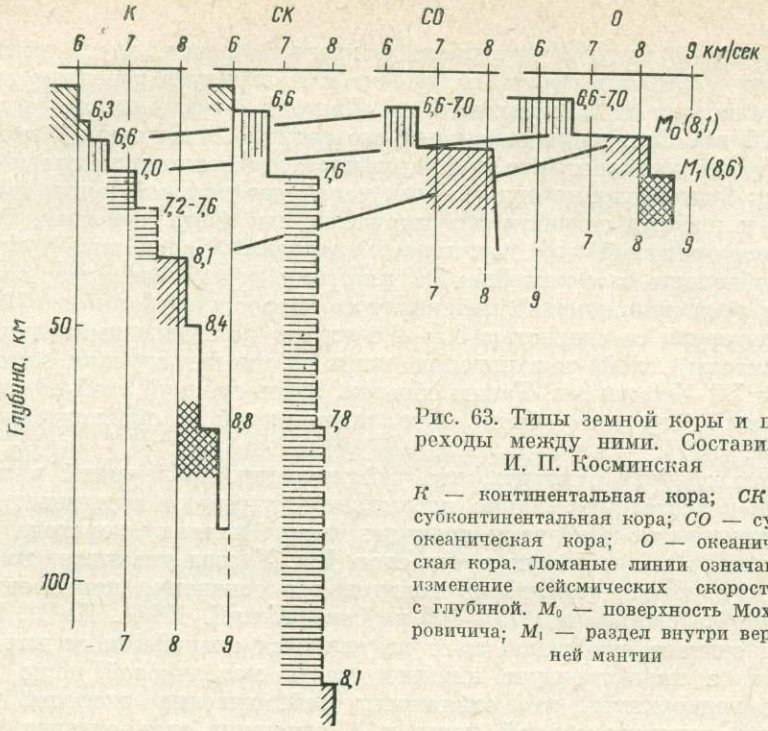


Рис. 63. Типы земной коры и переходы между ними. Составила И. П. Косминская

К — континентальная кора; *СК* — субконтинентальная кора; *СО* — субокеаническая кора; *О* — океаническая кора. Ломаные линии означают изменение сейсмических скоростей с глубиной. M_0 — поверхность Мохоровичича; M_1 — раздел внутри верхней мантии

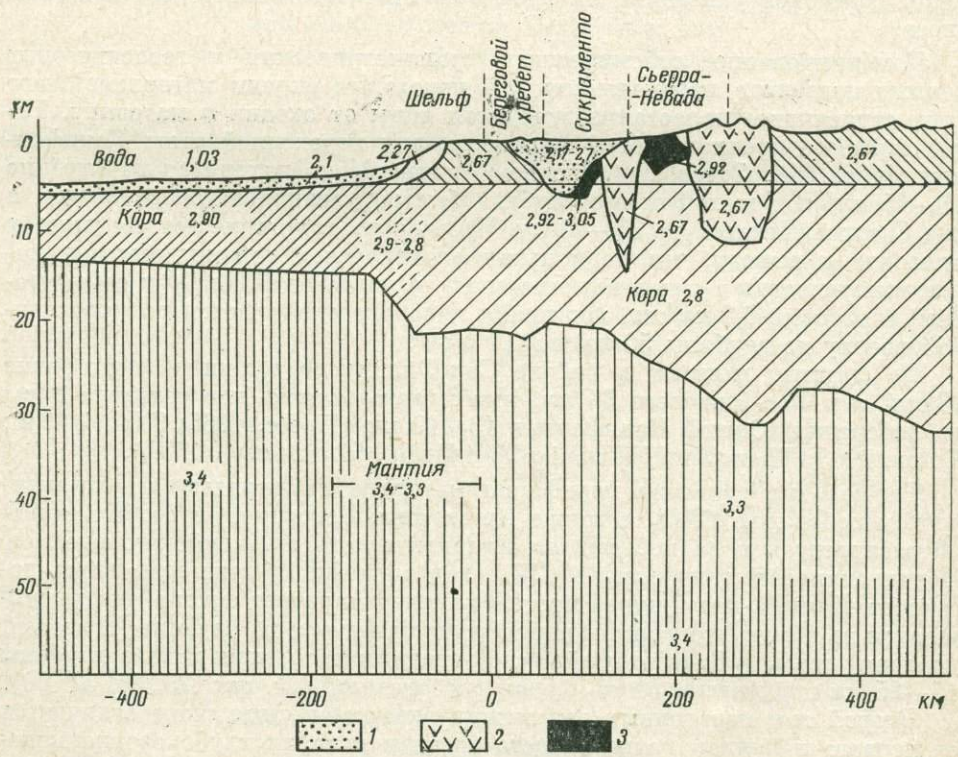


Рис. 64. Геофизический разрез переходной зоны от материка к океану в Калифорнии. По Уорзэлу, 1965

1 — осадочные породы; *2* — гранитные интрузии; *3* — основные интрузии; штриховкой указаны слои разной плотности (в *г/см*³), выделяемые по гравиметрическим данным

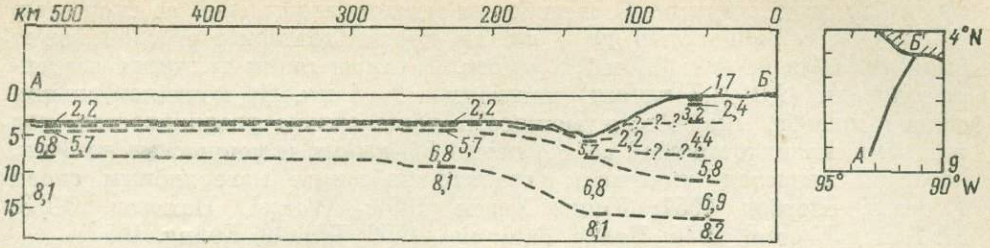


Рис. 65. Геофизический разрез Центрально-Американского глубоководного желоба. По Шору и Фишеру, 1961

На малой схеме — положение разреза у берегов Центральной Америки. Цифры — сейсмические скорости в *км/сек*

твердой коры обычно бывает близка полуторной мощности типичной океанической коры. Кора становится вполне океанической под противоположным (океаническим) склоном желоба (Менард, 1966; Worzel, 1965). В Атакамском желобе у берегов Чили при глубине воды 6 *км* рыхлые осадки имеют мощность около 2 *км*. Под ними залегает слой приблизительно такой же мощности со скоростями 4,4—4,9 *км/сек*, ниже которого лежит «океанический» слой со скоростью 6,8 *км/сек* и мощностью около 8 *км*. Таким образом, раздел Мохо находится на глубине 18 *км против обычной глубины 12 км в открытом океане*. Гравиметрические данные позволяют предполагать некоторый подъем границы Мохо под склонами желоба и некоторый прогиб ее под осью последнего (Fisher, Raitt, 1962). Аналогичное строение имеет Центрально-Американский желоб (Shor, Fisher, 1961; рис. 65).

Больше всего изучался глубоководный желоб Пуэрто-Рико (рис. 66). Под о-вом Пуэрто-Рико толщина коры 30 *км*. Под океаном за желобом раздел Мохо находится на глубине 9 *км* под уровнем моря, а под самим желобом — на глубине 16—18 *км*. Под океаном выше мантии, характеризующейся сейсмической скоростью 8,0 *км/сек*, лежит слой со скоростью 6,5 *км/сек* и мощностью 4—5 *км*, который покрывается километровым

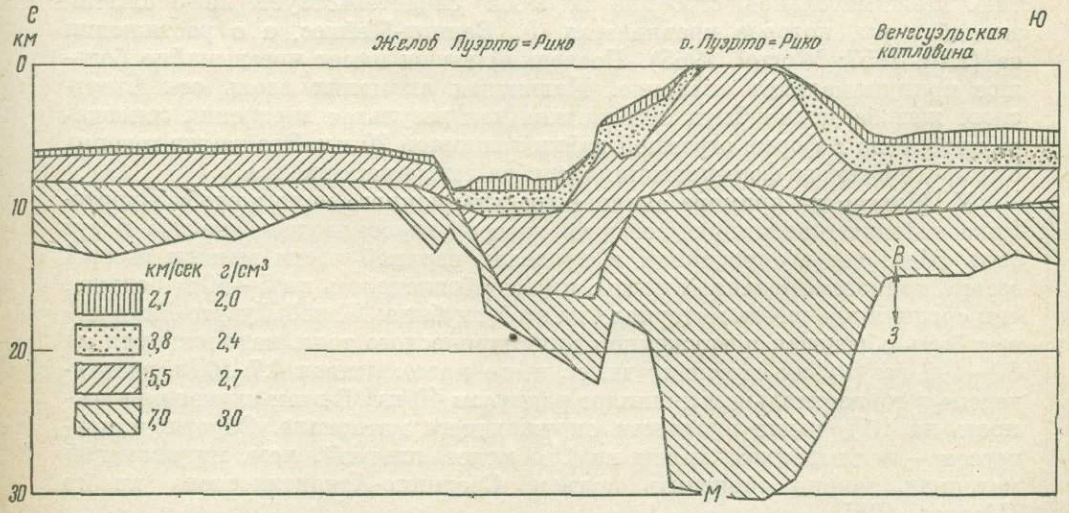


Рис. 66. Профиль через желоб Пуэрто-Рико по сейсмическим и гравиметрическим данным. По Дж. Л. Уорзэлу и Г. Л. Шербету, 1957

Разные штриховки соответствуют слоям с различными сейсмическими скоростями и плотностью. Под разделом *М* (Мохоровичича) скорость 8,2 *км/сек*, плотность 3,4 *г/см³*

слоем рыхлых осадков. В желобе на мантии лежит слой со скоростью 6,3 *км/сек* и мощностью до 7 *км*. По другим данным этот слой может быть разделен на два: 6,9 и 5,7 *км/сек*. Верхним слоем являются осадочные породы (2,0—3,7 *км/сек*) мощностью 2—4 *км*. На континентальном склоне желоба, где общая мощность коры сильно увеличивается, под осадками, появляется слой со скоростью 5,5 *км/сек* и мощностью до 8 *км*, который является типичным гранито-гнейсовым материковым слоем (Уорзэл, Шербет, 1957; Юинг, Хизен, 1957; Worzel, Harrison, 1963; M. Ewing, Worzel, 1954; Bunce, Fahlquist, 1962; Worzel, Ewing, 1954).

Вблизи Японского желоба в океане раздел Мохо находится на глубине 12—13 *км*, а под Японскими о-вами с среднем на глубине 26 *км*; под желобом он находится на промежуточной глубине (Ludwig, Ewing, Ewing et al., 1966).

Под Курильским желобом были выделены три зоны, различающиеся строением земной коры (Строение земной коры..., 1964). Под восточным, т. е. внешним, склоном желоба кора типично океаническая. Она состоит из тонкого 1—1,5-километрового слоя осадков и основного слоя, мощность которого колеблется между 4 и 9 *км*. Средние скорости в этом слое 6,4—6,6 *км/сек*. Общая мощность твердой коры здесь от 4 до 10 *км*, а глубина раздела Мохо от 10 до 16 *км*. Вторая зона соответствует западному, внутреннему, склону желоба. Здесь наблюдается очень глубокое прогибание раздела Мохо. Глубина его достигает 36 *км*. Мощность основного океанического слоя также чрезвычайно велика (26 *км*). Верхняя часть разреза сложена породами, как плотными (скорость 5,0 *км/сек*), так и рыхлыми (2,8 *км/сек*). Плотный слой, видимо, сложен вулканическими породами. Третья зона, отвечающая островной дуге, будет рассмотрена дальше (см. рис. 47).

Имеются также данные о желобах Тонга (Рейтт, Фишер, Мейсон, 1957), Яванском (Непрочнов, Ковылин, Михно, 1964; Рэйт, 1966) и Алеутском (Peter, Elvers, Yellin, 1965).

Все глубоководные желоба характеризуются сильными отрицательными аномалиями Буге. Однако размер этих аномалий, а также данные сейсмического зондирования категорически опровергают идею Ф. Венинг-Мейнеса (1957) о глубоком впячивании коры под желобами в мантию. Действительное строение желобов свидетельствует не о сжатии земной коры, которое предполагал Ф. Венинг-Мейнес, а о растяжении ее (Hill, 1957; Worzel, 1965). Последний вывод имеет чрезвычайно большое принципиальное значение. Магнитная аномалия вдоль оси Алеутского желоба может быть истолкована как результат внедрения основного материала в форме огромной дайки толщиной 20 *км*. Это также говорит о том, что в основе формирования желобов лежит растяжение.

У. Морган на примере анализа гравитационного поля желоба Пуэрто-Рико изложил концепцию, согласно которой глубоководные желоба могут быть образованы опусканием в пределах верхней части мантии некоей весьма концентрированной массы, имеющей плотность на 5—10% больше, чем средняя плотность материала на этой глубине. Желоб Пуэрто-Рико может быть образован погружением цилиндрического тела, находящегося на 80—100 *км* глубже поверхности, если его масса, равная $1{,}7 \cdot 10^{13}$ *г*, распределена в горизонтальном цилиндре радиусом 40 *км*. В этом случае ее плотность на 10% выше плотности окружающего материала. Обратным процессом — всплыванием массы на 1% менее плотной, чем окружающий материал, можно объяснить подъем Срединно-Атлантического хребта (Morgan, 1965).

Третий тип океанической периферии характеризуется развитием промежуточных типов коры — субконтинентального и субокеанического — между областями распространения типичной континентальной и типичной океанической коры. Условно к этой группе можно отнести и строение крае-

вых и внутренних морей. Здесь же будут рассмотрены особенности глубинного строения островных дуг.

Наилучше изучены промежуточные типы коры в области *Охотского моря*, где они и были установлены (Строение земной коры..., 1964; Косминская, Зверев и др., 1963; Гайнанов, Тулина и др., 1965; Аверьянов, Вейцман и др., 1961; Вейцман, 1965; Федотов, 1966).

Материковая кора на северном побережье Охотского моря имеет типичный разрез: вверху залегает гранито-гнейсовый слой со скоростью от 5,2 до 6,1 *км/сек*, имеющий мощность около 20 *км*, глубже располагается гранулито-базитовый слой со скоростью около 7,0 *км/сек*. Раздел Мохо находится на глубине около 38 *км*.

В сторону центральной части Охотского моря мощность коры уменьшается, но не плавно, а ступенчато и под Охотской возвышенностью становится равной 20 *км*. После нового некоторого утолщения она под Южно-Охотской котловиной уменьшается до 10 *км*, из которых приблизительно половину занимают осадки. Вместе с тем меняется и внутреннее строение коры. Под северной и центральной частями Охотского моря раздел Конрада четко не устанавливается и показан на профиле лишь условно. Можно говорить о постепенном нарастании скоростей в коре от 5,2 до 7,0 *км/сек*. С переходом к глубокой Южно-Курильской котловине материал верхней части коры, характеризующийся скоростями от 5,2 до 6,0 *км/сек* (гранито-гнейсовый слой), выпадает из разреза и осадки непосредственно подстилаются слоем со скоростью 6,7 *км/сек*, т. е. основным океаническим слоем. Этот последний тип коры является субокеаническим (осадочно-базальтовая кора), тогда как кора, в общем континентальная по составу, но уменьшенной мощности и с отсутствием четкого раздела Конрада, представляет собой субконтинентальный тип. Последний тип характеризует также и Курильские о-ва. Здесь кора имеет мощность 18—20 *км* и состоит преимущественно из материала со скоростью 6,3 *км/сек*, который покрывается тонким слоем со скоростью 5,0—5,5 *км/сек*. Скорость 6,3 *км/сек* является как бы «смешанной гранито-базальтовой». Раздела Конрада здесь нет. По направлению к глубоководному Курильскому желобу слой со «смешанной» скоростью переходит в нормальный «океанический» слой со скоростью 6,6 *км/сек* (см. рис. 47).

Под этими разными типами коры различными оказываются и граничные сейсмические скорости верхней мантии: под континентальной корой они равны 7,8 *км/сек*, под субокеанической в Южно-Охотской котловине — 8,0—8,2 *км/сек*, а под субконтинентальной корой Курильских о-вов обнаруживается вертикальный канал разуплотненного материала с пониженными скоростями (7,7 ±0,1 *км/сек*), уходящий глубоко в мантию и, по-видимому, соединяющий кору с волноводом (Федотов, Кузин, 1963; Федотов, 1966; Аверьянова и др., 1966; Лившиц, 1965). Под океанической корой скорости в мантии достигают 8,6—9,0 *км/сек*.

Субокеаническая осадочно-базальтовая кора характеризует Японское море, тогда как под Японскими о-вами наблюдается кора континентальная и субконтинентальная, мощность которой в осевой части островов достигает 30—43 *км*, на внешней стороне островов уменьшается до 25—30 *км*, а на внутренней равна 35—38 *км* (Ковылин, Непрочнов, 1965; Аки, 1965; Nishimura, Kishimoto, 1956). Для сравнения укажем, что толщина земной коры в Новой Зеландии 30—40 *км* (Томсон, Эвисон, 1965).

Субокеанический характер имеет кора в *Беринговом море*, где в Алеутской котловине под осадками мощностью около 5 *км* (скорости 2,1; 2,9; 3,7 *км/сек*) залегает слой со скоростью 6,9 *км/сек* и мощностью около 6 *км*. Скорости в мантии здесь равны 8,1 *км/сек* (Shor, 1964; M. Ewing, Ludwig, Ewing, 1965).

Такой же субокеанический тип коры характеризует *Карибское море и Мексиканский залив* (рис. 67). В Карибском море глубина раздела

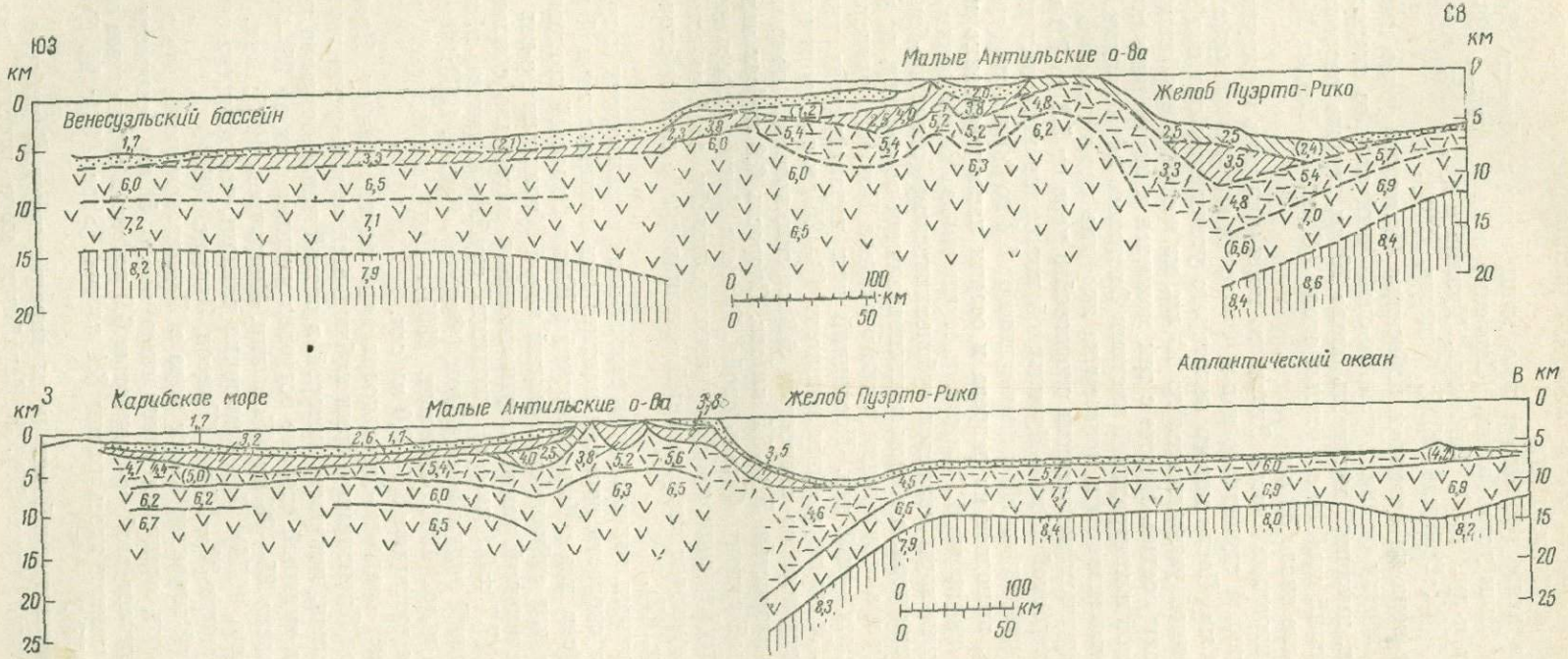


Рис. 67. Геофизические профили через Карибское море, Малые Антильские о-ва, желоб Пуэрто-Рико и прилегающую часть Атлантического океана. По Офисеру, Юингу, Хенниону и др., 1959

Разными знаками обозначены слои с различной сейсмической скоростью, указанной цифрами на профиле, в *км/сек* (в скобках — менее уверенные данные).

Мохо 12—13 *км*. Верхние три-четыре километра коры заняты осадками, а ниже залегает «океанический» слой мощностью около 6 *км* и со скоростями 6,3—6,6 *км/сек*. Он подстилается мантией с ненормально низкими скоростями —7,5—7,7 *км/сек* (Юинг, Офисер, Джонсон, Эдвардс, 1960; Officer, Ewing, Edwards, Johnson, 1957; J. Ewing, Antoine, Ewing, 1960; Officer, Ewing, Hennion et al., 1959).

Описанные выше осадочные отложения глубокой впадины Мексиканского залива, содержащие диапировые купола, залегают непосредственно на «океаническом» слое. При общей мощности осадков около 7 *км* мощность этого слоя 5—7 *км*. Мантия находится на глубине 16—20 *км* под уровнем моря (J. Ewing, Worzel, Ewing, 1962; J. Ewing, Antoine, Ewing, 1960; M. Ewing, Worzel, Ericson, Heezen, 1955).

Огромный интерес представляет глубинное строение *Средиземного моря*. Но, к сожалению, геофизически оно до сих пор изучено недостаточно. Об осадочных толщах на его дне выше уже говорилось. Под маломощными рыхлыми осадками глубоководных равнин Алжиро-Прованского бассейна и Тирренского моря залегают породы с сейсмическими скоростями 3,9—4,2 *км/сек*. В нижней части этой толщи обнаружена скорость 6,0 *км/сек*. Считается, что эта толща сложена уплотненными осадками и вулканическими породами. Имеются указания на то, что в некоторых местах, как в западных, так и в восточных районах Средиземного моря, имеется несогласие между этой толщей и вышележащими рыхлыми осадками. Ниже, на глубине 7—10 *км*, залегает слой, который по сейсмическим признакам можно считать «океаническим» (скорости 6,6—7,2 *км/сек*). Мощность его в центральных частях глубоких котловин 2—5 *км*. Граница Мохо лежит на глубине 11—13 *км*. Сейсмические скорости в верхних слоях мантии ниже нормальных: они заключены между 7,6 и 8,0 *км/сек*, но преимущественно ближе к первой цифре. Таким образом, в глубоких котловинах Средиземного моря кора принадлежит к субокеаническому типу, а скорости в мантии, как и под Карибским морем, ниже нормальных.

Субконтинентальный или даже континентальный тип коры можно предполагать под морем Леванта, под Африкано-Сицилийским порогом, в Эгейском и Мраморном морях (Емельянов, Михайлов и др., 1964; Hersey, 1965).

Интересно указать на некоторые особенности строения коры на суше в районе, прилегающем к Средиземному морю. Профиль сейсмического зондирования поперек Западных Альп показал, что под кристаллическими массивами на французской стороне Альп кора имеет мощность около 35 *км* и что эта мощность возрастает до 50 *км* под перевальной частью Альп. На этом отрезке профиля нижняя часть коры характеризуется скоростями 6,1—6,7 *км/сек*. Кора подстилается мантией со скоростью 8,2 *км/сек*. Далее, по направлению к району Ивреа, несмотря на понижение рельефа местности в сторону Ломбардской низменности, мощность коры не уменьшается или уменьшается незначительно. Вместе с тем ее нижняя часть, занимающая три четверти всей мощности коры, характеризуется скоростью 7,2—7,4 *км/сек*, а скорость 6,1—6,3 *км/сек* сохраняется лишь в верхней части коры. Этот район отличается сильной положительной аномалией Буге, тогда как в возвышенных районах Альп аномалии отрицательные (Closs, Behnke, 1961). Геологическая история показывает, что в палеогене район Ивреа был высоко поднят. Начиная с неогена он опускается и присоединился сейчас к западной части Ломбардской низменности. Геологическая карта показывает, что эта часть Ломбардской низменности наложена на складчатую область Альп. Под низменностью здесь погребены тектонические зоны Южных и Австрийских Альп, а также часть Пеннинской зоны. Есть основания предполагать, что такое наложенное опускание находится в непосредственной свя-

зи с появлением в нижней части коры слоя с высокими для коры скоростями. Эти скорости являются промежуточными между типичными коровыми и теми, которые наблюдаются в верхних слоях мантии под котловинами Средиземного моря. Поэтому в наложенном опускании Ломбардской низменности можно видеть стадию на пути формирования глубоких морских котловин, которые в Средиземном море, как мы знаем, в значительной степени оказываются наложенными на альпийские складчатые структуры, обрезаемые побережьями Лигурийского, Тирренского, Балеарского морей и в других местах (Белоусов, 1963б).

В Черном море было установлено отсутствие гранито-гнейсового слоя в центральной, наиболее глубокой части бассейна. Здесь 14-километровая толща осадков залегает непосредственно на «океаническом» слое (скорости 6,4—6,6 *км/сек*), имеющем мощность от 22 *км* в восточной части моря (где мощность осадочной толщи не превышает 7 *км*) до 8 *км* в центре впадины. Общая мощность твердой коры изменяется от 28—30 *км* у кавказского побережья до 22—26 *км* в центре. Повсеместно в сторону окружающей суши мощность коры возрастает: она равна 33 *км* в Крыму, 43 *км* в Сочи, 43—49 *км* в Турции. С приближением к берегу и уменьшением глубины моря в разрезе коры появляется и постепенно утолщается гранито-гнейсовый слой (Балавадзе, Миндели, 1964; Непрочнов, 1959а).

Аналогичная картина наблюдается в южной части *Каспийского моря*. В центральной части глубоководного Южно-Каспийского бассейна осадки, имеющие колоссальную мощность (20 *км*) и разделяющиеся на две толщи — верхнюю (8 *км* со скоростью 2,6 *км/сек*) и нижнюю (12 *км* со скоростью 4,8 *км/сек*), — подстилаются «базальтовым» слоем со скоростями от 6,0 вверху до 7,0 *км/сек* внизу. Мантия со скоростью 8,0 *км/сек* лежит на глубине до 47 *км*. По направлению к Кавказу и Туркмении разрез коры сменяется на типичный континентальный: мощность осадков уменьшается, появляется и приобретает большую мощность гранито-гнейсовый слой (Аксенович, Аронов и др., 1962).

Субокеанический тип коры развит в *Калифорнийском* заливе.

Интересны некоторые наблюдения в северной части *Ирландского* моря. Под ним мощность коры оказалась меньшей, чем под прилегающей сушей Южной Шотландии (23—24 *км* против 27—28 *км*), а скорости в мантии оказались несколько ниже нормальных (7,99 *км/сек*). Магнитные аномалии здесь указывают на глыбовое строение коры. Размер глыб — около 40 *км* в поперечнике. Возможно, что глыбы разделены дайками основных пород (Bott, 1965).

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ОКЕАНОВ

Сейсмические данные о строении верхней мантии океанов и морей довольно ограничены, но они все же дают важные сведения.

Выше уже указывалось, что граничные сейсмические скорости, наблюдаемые в кровле мантии, различны в разных районах. Пока этих данных слишком мало, чтобы можно было их систематизировать, но все же можно отметить, что граничные скорости низки (ниже 8,0 *км/сек*) в таких морях, как Средиземное и Карибское, а также под островными дугами. В то же время они сильно возрастают в некоторых районах океанов, и в этом отношении наиболее уверенные данные имеются для северо-западной части Тихого океана, где скорости в кровле мантии в ряде мест значительно превышают 8,0 *км/сек*.

Говорилось также и о различии скоростей в различных направлениях.

Наблюдения над поверхностными сейсмическими волнами показали, что слой пониженных скоростей — волновод — в верхней мантии под океанами располагается выше и имеет бóльшую толщину, чем под материками. Если под последними он начинается обычно на глубине около 100 *км* и простирается вглубь на 100—150 *км*, то под океанами он начинается на

глубине около 50 *км* и распространяется до глубины около 400 *км*. Данные, которые являются, возможно, более точными, указывают соответственно на 60 и 350 *км*. Ось волновода располагается на глубине 150 *км* (Dorman, Ewing, Oliver, 1960; Anderson, Toksöz, 1963; Aki, Press, 1961; M. Ewing, Brune, Kuno, 1962; Brooks, 1962; Oliver, Dorman, 1963).

Более сложная картина была установлена под островными дугами Курильской и Японской (Федотов, 1963; Федотов, Матвеева и др., 1964; Тараканов, 1965). Здесь можно предполагать наличие двух волноводов. Они характеризуются уменьшением сейсмических скоростей на 0,2 *км/сек* и расположены на глубинах 40—70 и 120—160 *км*, тогда как на промежуточных глубинах скорости несколько возрастают. Кроме того, как уже было отмечено, под теми же островными дугами имеется уходящий вертикально вниз канал с пониженными скоростями (7,7—7,8 *км/сек*), который, видимо, соединяет кору с волноводом и представляет собой путь, по которому питаются магматическими расплавами вулканы.

Есть основания полагать, что кровля волновода поднимается и под Мексиканским заливом (Shubert, 1964).

Известно, что для всей площади океанов характерны высокие положительные гравитационные аномалии Буге, превышающие +150 *мгл*. В районах с глубиной дна больше 4000 *м* обычны аномалии от +200 до +400 *мгл*. Для цепей островов и для подводных хребтов характерны относительные минимумы силы тяжести с аномалиями от +100 до +200 *мгл*. С переходом от океана к материку положительные аномалии Буге быстро уменьшаются и сменяются характерными для материков отрицательными аномалиями (Worzel, Harrison, 1963).

Аномалии в свободном воздухе в целом близки к нулю, но преобладают небольшие отрицательные величины (обычно до —10 *мгл* и лишь в редких случаях до —16 *мгл*). При переходе на изостатические аномалии констатируется, что в целом океаны близки к изостатическому равновесию. Однако в областях островных дуг, глубоководных желобов, краевых и средиземных морей мы сталкиваемся со значительными отклонениями от изостатического равновесия. Наиболее полный анализ изостатических аномалий по всему земному шару был выполнен М. Е. Артемьевым (1966).

Глубоководные желоба характеризуются сильными отрицательными изостатическими аномалиями (так же, как и отрицательными аномалиями Фая). Эти отрицательные аномалии противопоставляются сильным положительным изостатическим аномалиям, свойственным примыкающим островным дугам. Так, Яванский желоб характеризуется аномалиями до — 100 *мгл* и даже несколько больше, тогда как на соседних островах Индонезии мы находим положительные аномалии до +100 *мгл*. До —100 *мгл* наблюдаются аномалии и в Японском желобе, противопоставленные положительным аномалиям (до +100 *мгл*) на Японских о-вах. Приблизительно такого же размера отрицательные изостатические аномалии отмечаются в Атакамском желобе у берегов Южной Америки и в желобе Пуэрто-Рико. В Андах и на Больших Антильских о-вах они сменяются положительными аномалиями.

В Средиземном море отрицательные изостатические аномалии приурочены к Гелленскому желобу, тогда как Алжиро-Прованская, Лигурийская и Тирренская котловины, а также Эгейское море и южная часть Адриатического характеризуются положительными аномалиями до +100 *мгл*.

Дж. Вуллард и В. Стрендж (Woollard, Strange, 1962) указывают, что положительные аномалии Фая выше +20 *мгл* известны в Беринговом, Южно-Китайском и Тасмановом морях, а также непосредственно у желобов со стороны океанов. Отрицательные аномалии характеризуют желоб у берегов Калифорнии. На остальной площади Тихого океана аномалии близки к нулю.

Дж. Вуллард специально привлекает внимание к областям сильных положительных аномалий на окраинах Тихого океана (Woollard, 1966). Такими областями являются юго-западная окраина океана (между Новой Гвинеей и Филиппинами), а также Центральная Америка. И там и здесь в строении земной коры большую роль играют интрузии ультраосновных пород.

Большие положительные аномалии связаны с отдельными подводными горами и гийотами, которые представляют собой избыточные нагромождения вулканического материала.

Сопоставление гравиметрических данных с сейсмическими приводит к неизбежному выводу о наличии существенных горизонтальных неоднородностей в верхней мантии, которые совместно с неоднородностями и изменением толщины коры компенсируют поверхностный рельеф: одних неоднородностей и изменений толщины коры для компенсации наблюдаемых неровностей недостаточно. Так, если горстовые хребты компенсированы (однако не вполне) утолщением коры, то строение коры на срединных океанических хребтах свидетельствует о том, что компенсацию поднятия следует искать в разуплотненной верхней мантии. О разуплотненном состоянии последней говорят и пониженные сейсмические скорости в ее верхних горизонтах. Изостатические аномалии, положительные на поднимающихся островных дугах и отрицательные на опускающихся желобах, говорят о том, что вертикальные движения этих зон происходят против сил изостазии, что утолщение коры под островными дугами недостаточно, чтобы вызвать их поднятие, а подъем мантии под желобами недостаточен, чтобы быть причиной их прогибания. Отсюда также следует учесть, что причины, вызывающие указанные движения вверх и вниз, нужно искать не в коре, а в изменениях, происходящих в мантии.

Точно так же Дж. Вуллард и В. Стрендж, подтверждая выводы М. Е. Артемьева, указывают, что в областях положительных аномалий Фая по сейсмическим данным кора оказывается приблизительно на 2 *км* толще, чем должна быть по гравиметрическим данным. Обратные отклонения наблюдаются в районах отрицательных аномалий, тогда как в областях нулевой аномалии сейсмические и гравиметрические данные согласуются. Эти отклонения вызывают соответствующие нарушения изостатического состояния. Те же авторы указывают, что в Тихом океане кора в среднем толще (на 2,5 *км*), чем в Атлантическом океане, а плотность коры в Тихом океане соответственно меньше.

Только дно краевых и внутренних морей, имеющих положительные изостатические аномалии, прогибается в соответствии с изостатическими силами. Прогибание может быть связано с утяжелением вещества земной коры под влиянием каких-то глубинных процессов (Артемьев, 1966). Возможный характер таких процессов будет рассмотрен позже.

Г. З. Гурарий и И. А. Соловьева (1963, 1964) предприняли интересную попытку составить по гравиметрическим данным общее представление о неоднородностях в верхней мантии. Они пришли к выводу, что мантия менее плотна под Северо-Американской котловиной Атлантического океана, более плотна под Карибским морем и еще плотнее под желобом Пуэрто-Рико. Наибольшая плотность мантии отмечается под Черным и Каспийским морями.

Средняя «кажущаяся» плотность мантии под материками ($3{,}0 \pm 0{,}2$ *г/см*^{3}) выше, чем под океанами (2,9 *г/см*^{3}). Но неизвестно, на какую глубину эти различия распространяются. Во всяком случае, с глубиной плотность нарастает под океанами быстрее, чем под материками, и уже на глубине 42,7 *км* под океанами она увеличивается до $3{,}2 \pm 0{,}2$ *г/см*^{3} против 3,0 *г/см*^{3} под материками. Для океанов наблюдается больший разброс величин плотности верхних слоев мантии, чем для материков, что указыва-

ет на большую неоднородность океанической мантии. Так, на глубине 42,7 *км* в Северо-Американской котловине устанавливается плотность 3,18 *г/см*^{3}, в желобе Пуэрто-Рико 3,36, в Охотском море 3,09, в Каспийском и Черном морях 3,51 *г/см*^{3}. Эти расчеты при всем интересе, который они представляют, остаются условными, поскольку они исходят из некоторой модели земной коры, состоящей из слоев с определенной плотностью. Естественно, что выводы изменятся, если модель эта в какой-либо своей части окажется неточной.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ОКЕАНАХ

В проблеме геотермии океанов самым примечательным фактом является то, что средний тепловой поток на дне океана оказывается равным среднему тепловому потоку на материках (Bullard, 1954a, b, 1964, 1963; Bullard, Maxwell, Revelle, 1956). Наибольшее количество определений по всей поверхности Земли падает на размер потока в $1{,}1 \cdot 10^{-6}$ *кал/см*$^2 \cdot$ *сек.*

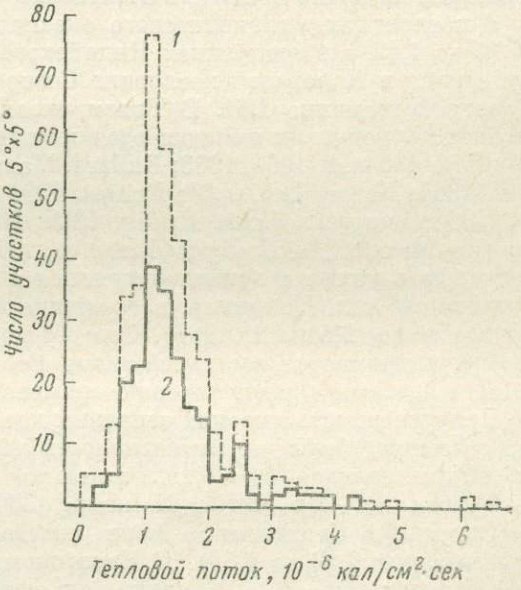


Рис. 68. Гистограмма величин тепловых потоков. По фон Герцену и Лангсету, 1965

1 — все площади 5 × 5°; *2* — только те площади 5 × 5°, где есть больше одного определения теплового потока

Но поскольку кривая распределения частот проявлений асимметрична (рис. 68), средний тепловой поток для Земли, по-видимому, равен $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ *кал/см*$^2 \cdot$ *сек.*

Подсчеты для океанов, выполненные по квадратам 5×5° (Herzen, Langseth, 1965), дали следующие результаты (табл. 5).

Таблица 5

Океан	Все квадраты 5×5°			Квадраты 5×5° с числом измерений больше единицы		
	Среднее *мккал/см*^{2}*·сек*	Среднее отклонение	Число участков	Среднее, *мккал/см*^{2}*·сек*	Среднее отклонение	Число участков
Атлантический . . .	1,40	0,99	91	1,34	0,73	52
Тихий	1,53	0,84	203	1,55	0,81	113
Индийский	1,43	0,73	87	1,44	0,50	47
Все океаны	1,48	0,85	331	1,47	0,74	212

Подсчеты В. Ли привели к выводу, что средний тепловой поток в океанах на 10% ниже, чем на материках. Средний для Земли поток получился 1,62 *мккал/см²·сек* (Lee, 1963).

Но распределение тепловых потоков по площади океанов неравномерно: наряду с областями низких потоков имеются зоны исключительно высоких тепловых потоков. Последними являются срединные хребты, точнее говоря, их узкие гребневые полосы. Например, на Срединно-Атлантическом хребте были зарегистрированы потоки до 6,6, на Срединно-Индийском до 5,16, а на Восточно-Тихоокеанском поднятии — до 8,1 *мккал/см²·сек*, т. е. в пять с половиной раз выше средней нормы. Ширина полосы высоких потоков не превышает в обоих случаях нескольких сотен километров, т. е. недалеко выходит за пределы рифтовой долины. За пределами этой полосы, на склонах срединных хребтов, наблюдаются, наоборот, пониженные значения тепловых потоков (на западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия 0,14—0,97, на склонах Срединно-Атлантического хребта 0,3—0,7 *мккал/см²·сек*). Средний поток для срединных хребтов можно принять в 3 *мккал/см²·сек*.

В котловинах Атлантического океана были зарегистрированы потоки от 0,4 до 1,42, а в котловинах Индийского — от 0,8 до 1,97 *мккал/см²·сек*. Измерения в Канадской котловине Северного Ледовитого океана привели к средней величине 1,41. В Тихом океане за пределами Восточно-Тихоокеанского поднятия наблюдаются потоки от 0,07 до 1,48 *мккал/см²·сек* (Bullard, 1954a, b, 1964, 1963; Bullard, Maxwell, Revelle, 1956; Herzen, Langseth, 1965; Nason, Lee, 1964; Reitzel, 1961; Bullard, Day, 1961; Lister, Reitzel, 1964; Langseth, Grim, Ewing, 1965; Herzen, 1959, 1963; Menard, 1960; Revelle, Maxwell, 1952; Birch, Halunen, 1966; Lachenbruch, Marshall, 1966). Эти цифры растут с приближением к западному побережью США до 2—3 *мккал/см²·сек*. Например, в скважине Мохол у берегов Калифорнии — 2,81 (Herzen, Maxwell, 1964). Это объясняется тем, что, приближаясь к берегу, поднимается все выше склон Восточно-Тихоокеанского поднятия, которое здесь по предположению скрывается под материком.

Приуроченность высоких тепловых потоков к рифтам срединных хребтов объясняет большую интенсивность потока в Красном море — выше 2, Аденском заливе — до 6,15, а также в Калифорнийском заливе — 3—6 *мккал/см²·сек* (Birch, Halunen, 1966; Sclater, 1966; Krause, 1965a).

Станции в Средиземном море показали величины, близкие к нормальным (от 0,42 до 1,83). В Карибском море наблюдается поток, близкий к среднему,— 1,2—1,4 *мккал/см²·сек* (Birch, Halunen, 1966; Nason, Lee, 1964). Несколько повышенные потоки (свыше 2 *мккал/см²·сек*) наблюдались в Японском и Охотском морях.

Некоторые горстовые хребты (например, Китовый) обнаруживают потоки также несколько выше 2 *мккал/см²·сек*. В то же время такое вулканическое поднятие, как Гавайское, выделяет нормальный поток тепла. На Лаккадивском хребте поток колеблется от 1,18 до 1,92, а на поднятии у Сейшельских о-вов он равен 1,7 *мккал/см²·сек* (Herzen, Langseth, 1965).

Равенство среднего теплового потока в океанах и на материках ставит проблему распределения радиоактивных элементов по глубине и вместе с тем температур в верхней мантии.

На материках основная масса радиоактивных элементов сосредоточена в коре, которая выделяет около 70% всего тепла. Между тем тонкая океаническая кора, лишенная гранитного слоя, способна выделить лишь 5—10% того потока, который наблюдается в океанах. Почти весь поток должен питаться в этом случае за счет радиоактивных источников, находящихся глубже коры — в мантии.

Это означает, что состав мантии под океанами отличается от ее состава под материками. Возникает вопрос, насколько глубоко в мантии

распространяется вещество, богатое радиоактивными элементами? Дело в том, что более широкое распространение радиоактивных элементов по глубине под океанами должно вести к более высоким температурам в мантии океанов по сравнению с мантией материков. Расчет температур зависит от принятых начальных условий: первичного распределения температур в только что образовавшейся Земле, радиоактивности материала Земли, возраста материков. Если исходить из средних тепловых потоков, то такие расчеты показывают, что на глубине 100—200 *км* разница температур приблизительно равна 100° С (MacDonald, 1964). Однако если исходить из величины потока, наблюдаемого на срединных хребтах, то различия окажутся более значительными. При этом геотермические градиенты на Срединно-Атлантическом хребте должны быть 315° С/*км* в осадках и 130° С/*км* в основном слое коры. Это означает, что температура плавления базальта должна быть достигнута уже на глубине 10 *км*. Если же радиоактивные элементы распределены на глубину более 200 *км*, должно наблюдаться плавление и ультраосновного материала мантии. Полное плавление не будет происходить только при условии, что радиоактивные элементы сосредоточены в верхнем слое мантии мощностью меньше 200 *км* или что вынос тепла из мантии объясняется не теплопроводностью, а конвекцией (Bullard, 1963, 1964).

СЕЙСМИЧНОСТЬ ОКЕАНОВ

Важной геофизической характеристикой современного состояния земной коры и верхней мантии океанов является их сейсмическая активность. Известно, что 80% активности Земли приходится на сейсмический пояс, который сплошным кольцом окружает Тихий океан. Приблизительно 15% энергии выделяется в Средиземноморско-Гималайском поясе и, наконец, остальные 5% приходятся на долю землетрясений, связанных с срединными океаническими хребтами (Гутенберг, Рихтер, 1948; Саваренский, Кирнос, 1955; Рихтер, 1963; Магницкий, 1965). В Тихоокеанском поясе находится подавляющее большинство эпицентров неглубоких землетрясений, промежуточных толчков (глубины очагов от 40 до 300 *км*) и почти все глубокие землетрясения (до максимальной глубины 720 *км*). Этот пояс приурочен к внутренней периферии океана: на западе он связан с островными дугами и сопровождающими их глубоководными желобами. Между Японией и Филиппинами пояс разделяется на две ветви, соответствующие двум островным дугам — Японо-Филиппинской и Бонино-Марианской.

Очаги землетрясений в этом поясе размещаются в пределах зоны, наклоненной, как правило, под соседние материки, так что наиболее поверхностные очаги находятся вблизи глубоководного желоба, промежуточные размещаются под осью островных дуг, а глубокие оказываются отнесенными на западе под краевые моря и даже под край Азиатского материка, а на востоке — глубоко под материк Южной Америки. Впрочем, следует отметить, что, как и современные вулканы, промежуточные и глубокие землетрясения тесно связаны с желобами и отсутствуют на тех участках, где последних нет. Таким отрезком периферии Тихого океана без желобов является побережье Северной Америки. Здесь нет и глубоких землетрясений. В этом районе максимальные проявления сейсмической энергии связаны с разрывом Сан-Андреас, а также с подводной Провинцией Поднятий и Депрессий на юге Аляскинского залива.

Угол наклона фокальной зоны различен и в среднем, по-видимому, близок к 45°. Г. Беньоф (1957) на основании обработки положений большого числа очагов пришел к заключению, что фокальная зона, связанная с островной дугой, наклонена в сторону соседнего материка под углом 60°. В то же время фокальные зоны, связанные с краями материков в верхней своей части (до глубины 300 *км*), наклонены под углом 30°, а глубже па-

дают под углом 60° (рис. 69). Отсюда Беньоф делает вывод, что мантия под материками до глубины 300 *км* отлична по составу и свойствам от мантии океанов, которая сохраняет свою однородность вплоть до глубины 700 *км*. Отметим, что глубина 300 *км* не слишком далека от глубины нахождения подошвы волновода под океанами, и, действительно, ниже этой подошвы следует предполагать больше сходства в составе и строении мантии океанов и материков, чем выше нее.

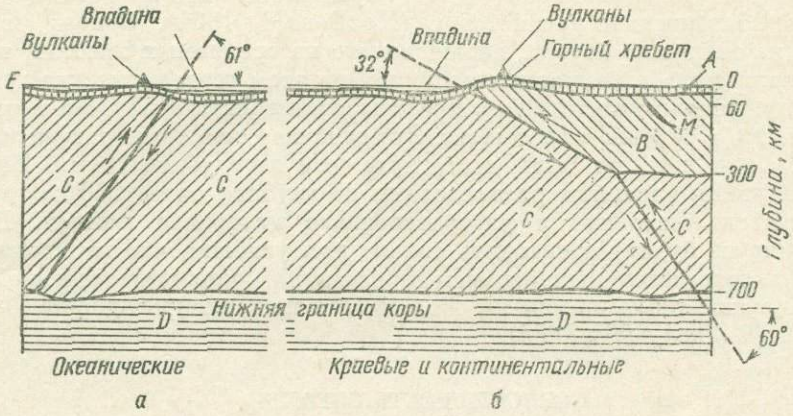


Рис. 69. Разрез верхней мантии на периферии океанов. По Г. Беньофу, 1957

а — случай периферии с вулканической дугой; *б* — случай материковой периферии, *A*, *E* — земная кора; *M* — раздел Мохоровичича; *B*, *C*, *D* — слои мантии по схеме Буллена. Всю верхнюю мантию Беньоф называет корой

Толщина наклонной фокальной зоны колеблется от 50 до 300 *км* (Федотов, 1956). Конечно, затруднительно назвать ее просто разрывом. Но это — зона, в которой накапливаются и разрешаются толчками упругие напряжения большой энергии и в которой в связи с этим часто возникают отдельные разрывы на различной глубине. Будучи трассирована до поверхности земли, эта зона пересекает последнюю на внутреннем склоне глубоководного желоба. Интересно, что в этом месте нигде нет вулканов и, следовательно, сейсмическая зона не выводит на поверхность магму. Последняя выходит в пределах островной дуги или на краю материка, где зона очагов уже погружена на десятки и даже на пару сотен километров.

В своей конфигурации наклонная сейсмическая зона подчиняется форме островной дуги. Например, линии эпицентров глубокофокусных землетрясений, связанных с Бонино-Марианской и Курильской дугами, пересекают Японские о-ва (первая о. Хонсю, вторая о. Хоккайдо) и встречаются на восточном берегу Японского моря у Владивостока.

Хотя правилом является наклон фокальной зоны от океана в сторону окружающих материков, имеются и исключения. В Меланезии ряд глубоководных желобов располагается вдоль островных гряд не со стороны открытого океана, а со стороны краевых морей. Таковы желоба у Новой Британии, у Соломоновых о-вов и у Новых Гебрид. В этих случаях глубокие очаги оказываются смещенными относительно приповерхностных в противоположную сторону, т. е. в сторону океана. В связи с этим треугольник, ограниченный о-вами Тонга, Кермадек, Фиджи и Новыми Гебридами, подсечен с двух сторон падающими под него зонами разрывов.

Совершенно аналогична тихоокеанским островным дугам по своей сейсмической активности Индонезийская островная дуга. Здесь также очаги располагаются вдоль падающей под материк зоны и наиболее глубокие

из них находятся на глубине 700 *км*. Такие очаги находятся уже под Яванским морем.

Сейсмичность Антильских и Южных Сандвичевых о-вов, хотя и значительно менее интенсивная, в своем распределении обнаруживает те же закономерности: более глубокие очаги располагаются на внутренней стороне островной дуги. Максимальная глубина очагов здесь немногим превышает 100 *км*.

Таким образом, размещение очагов вдоль зон, наклоненных под соседние материки (или внутрь островных дуг), оказывается не спецификой периферии Тихого океана, а свойством всех островных дуг, где бы они ни находились.

Сейсмическими зонами являются срединные хребты — Атлантический, Индийский, в меньшей мере Восточно-Тихоокеанское поднятие и тот хребет, который намечается в Северном Ледовитом океане. По силе здесь землетрясения принадлежат к средним и слабым. Они никогда не достигают такой энергии, как по периферии Тихого океана. По глубине они являются неглубокими (до 60 *км*). Сейсмическая зона Срединно-Индийского хребта продолжается в Красное море и в континентальные рифтовые долины Восточной Африки.

За пределами Тихоокеанского пояса и срединных хребтов океаны остаются в сейсмическом отношении спокойными областями. Исключениями являются некоторые вулканические острова, например Гавайские, где известны неглубокие слабые землетрясения, связанные преимущественно с вулканической деятельностью. Океанические котловины представляют собой едва ли не наиболее спокойные в сейсмическом отношении области на земном шаре.

Следует отметить наличие сильных землетрясений в бассейне Средиземного моря, где особенно интенсивные толчки известны в районе Эгейского моря, а также по периферии Тирренского моря. Здесь известны землетрясения с глубиной очагов до 300 *км*.

Изучение механизма очагов землетрясений привело некоторых сейсмологов к выводу, что землетрясения Тихоокеанского пояса возникают в обстановке почти горизонтального сжатия, направленного перпендикулярно к простиранию желобов и островных дуг. Землетрясения же, приуроченные к срединным океаническим хребтам, напротив, возникают в обстановке горизонтального растяжения (Балакина и др., 1967).

Следует, однако, иметь в виду, что приведение наблюдаемой деформации к главным осям напряжений всегда представляет собой операцию, несколько искусственную. Смещение, которое происходит в очаге и которое регистрируется приборами, является всегда сдвигом (в механическом смысле термина). Каждый сдвиг, конечно, можно выразить двумя перпендикулярными осями сжатия и растяжения. Но это вовсе не будет означать, что первичной причиной сдвига явилась данная комбинация сжатия и растяжений. Первичной могла быть пара сил, непосредственно вызвавшая сдвиг, и тогда переход к представлениям о сжатии и растяжении по меньшей мере излишен.

Например, в случае тихоокеанских землетрясений смещение происходит по плоскостям, наклоненным в общем, как и вся зона очагов, при движении верхнего крыла вверх («надвиг материка на океан»). Такой сдвиг может быть вызван горизонтальным или пологим сжатием, направленным нормально к простиранию плоскости смещения. Но смещение может быть вызвано и неким процессом, непосредственно создающим пару сил и вызывающим простой сдвиг без всякого участия сил сжатия и растяжения. Эти соображения будут нами использованы позже.

Глава восьмая

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ОКЕАНОВ

В предыдущих главах были изложены основные батиметрические, геологические и геофизические данные об океанах. В этой заключительной главе наша задача состоит в том, чтобы, сопоставив эти данные, попытаться выработать наиболее вероятные представления о происхождении и развитии океанических бассейнов и их взаимоотношении с материками. Прежде всего следует поставить вопрос о вещественном составе земной коры и верхней мантии океанов.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОКЕАНОВ

Как мы видели, второй слой земной коры океанов сложен, по всей очевидности, потоками базальтов. Плато-базальты Северной Атлантики являются примером пород этого слоя. Ниже залегает третий, основной слой океанической коры. Мощность его на больших пространствах мало меняется, будучи равной в типичных областях океана $4{,}7 \pm 0{,}7$ *км*. Мало меняются и сейсмические скорости, равные для продольных волн в среднем 6,7 *км/сек*.

Относительно вещественного состава этого слоя, залегающего непосредственно на мантии, были высказаны две точки зрения. Согласно одной из них, наиболее распространенной, этот слой образован основными магматическими породами, т. е. не отличается по составу от второго слоя.

Другая точка зрения (Hess, 1955, 1960; 1962) предполагает, что «основной океанический слой» образован серпентинитом. Рассмотрим эту вторую точку зрения.

Г. Хесс, подчеркивая чрезвычайную выдержанность мощности третьего слоя на больших пространствах, считает, что это говорит против его базальтового состава, так как невозможно представить себе, чтобы базальтовые потоки разлились по дну океана столь равномерно. Он полагает, что равномерная мощность свидетельствует в пользу образования этого слоя в результате такого процесса, который лимитируется некоторой постоянной температурой. Поверхность, на которой достигается эта температура, и является подошвой третьего слоя.

В качестве подходящего процесса Хесс указывает на серпентинизацию перидотитов. Поскольку последними, по-видимому, сложена верхняя мантия, процесс их серпентинизации может иметь место при достаточном притоке воды на тех глубинах, где температура не превышает 500°, поскольку при более высокой температуре реакция идет уже в обратную сторону, т. е. происходит десерпентинизация. Таким образом, можно представить себе, что перидотит верхней мантии в верхних слоях, где температура ниже 500°, при притоке воды из глубины серпентинизируется, а поверх-

ность, на которой находится изотерма, равная 500°, определяет положение подошвы зоны серпентинизации. В процессе серпентинизации уменьшаются плотность породы и одновременно скорость распространения сейсмических волн. Если в чистом перидотите в условиях давления и температуры, свойственных глубине 15 *км*, при плотности породы 3,32 *г/см*^{3} скорость продольных волн равна 8,2 *км/сек*, то в 100-процентном серпентините при тех же условиях глубины при плотности 2,6 *г/см*^{3} скорость тех же волн падает до 5,7 *км/сек*. Отсюда следует, что характерная для третьего слоя скорость 6,7 *км/сек* отвечает ультраосновной породе, серпентинизированной на 70%.

Эта гипотеза как будто подкрепляется результатами подъема образцов пород со дна океана: в зоне Срединно-Атлантического хребта, близ желоба Пуэрто-Рико, и в рифтовой долине Срединно-Индийского хребта были действительно обнаружены серпентинизированные перидотиты. Однако затруднения, которые эта гипотеза встречает, все же слишком велики, чтобы можно было ее принять. Температура, которую следует предполагать для подошвы океанической коры, исходя из нормального океанического теплового потока и теплопроводности пород, значительно ниже 500°. Она едва ли превышает 110—120°, а температура 500° достигается только на глубине 20 *км*. Следовательно, наблюдаемая толщина коры не отвечает толщине той зоны, в которой должна была бы происходить серпентинизация. Чтобы серпентинизация начиналась на глубине 6 *км* под дном океана, поток должен быть равен 4,4 *мккал/см*$^2 \cdot$*сек*. Из этого затруднения Хесс пытается выйти следующим путем. Он предполагает, что серпентинизация происходит не повсеместно, а лишь вдоль оси срединных хребтов. Здесь материал мантии поднимается вместе с восходящим конвективным потоком и серпентинизируется под воздействием воды, выделяющейся одновременно из той же мантии. Отсюда серпентинизированный слой, имеющий ту мощность, которую он приобрел на месте своего образования, растекается по дну океана, влекомый конвекционными потоками, расходящимися от гребня срединного хребта горизонтально в обе стороны.

Эта точка зрения, как мы видим, тесно связана с более общей гипотезой Г. Хесса (Hess, 1965) и Р. Дитца (Дитц, 1966; Dietz, 1962) о происхождении океанической коры. Дальше мы будем говорить об этой гипотезе и вынуждены будем отнестись к ней отрицательно. Но и без рассмотрения всей гипотезы в целом мы вполне можем оценить приложение ее к конкретному вопросу о происхождении третьего слоя. Действительно, размер теплового потока на гребне срединного хребта в среднем недалек от той цифры, которая необходима для того, чтобы серпентинизация развивалась в толще пород около 5 *км* мощностью. Но беда заключается в том, что в этой осевой зоне, как мы видели, на Срединных Атлантическом и Индийском хребтах сейсмическая скорость 6,7 *км/сек* отсутствует. Вместо нее до глубины по крайней мере 20 *км* наблюдаются скорости 7,2—7,4 *км/сек*, которые в самых верхних слоях сменяются значительно более низкими скоростями около 5,5 *км/сек*. Скорости 7,2—7,4 *км/сек* соответствуют 40-процентной, а скорости 5,5 *км/сек* — уже 100-процентной серпентинизации. Но при тех градиентах температур, которые должны существовать в осевой зоне срединного хребта, серпентинизация на глубине 20 *км* вообще невозможна. Поэтому нельзя, например, предположить, что в срединном хребте мы имеем постепенное ее нарастание от 40 до 100%. Кроме того, в этом случае было бы совершенно непонятно, каким образом 100-процентный серпентинит, образовавшийся вдоль оси срединного хребта, затем, в процессе своего растекания, превращается в породу, серпентинизированную только на 70%, причем дальше эта степень серпентинизации выдерживается с исключительным постоянством.

Эти затруднения Хесс пытается обойти, вводя дополнительные предположения. Он считает, что скорость 7,2—7,4 *км/сек* отвечает не серпен-

тинизированной породе, а просто разогретому исходному материалу мантии, уменьшившему в результате нагревания свою плотность. Серпентинизация начинается на глубине 5—6 *км* под дном океана, а низкие скорости в верхних слоях на гребне срединного хребта вызваны растрескиванием серпентинитов там, где они выпучиваются и начинают растекаться в стороны. При этом трещины залечиваются и скорости становятся нормальными для 70-процентной серпентинизации, т. е. 6,7 *км/сек*.

Искусственность всех этих построений очевидна. Ясно, что таким путем меньше всего можно обосновать выдержанность мощности третьего слоя и свойственных ему сейсмических скоростей. И степень серпентинизации, и мощность слоя, в котором она происходит, если бы был возможен предполагаемый Хессом процесс, должны были бы меняться в большой степени в зависимости от изменений размера теплового потока, который отнюдь не остается постоянным на протяжении всего срединного хребта. Сакраментальное число 70% для степени серпентинизации ниоткуда не следует, кроме как из необходимости подогнать его к наблюдаемым в третьем слое скоростям. Точно так же ниоткуда не следует, что растрескивание серпентинитов, если оно происходит, должно иметь именно нужный эффект. Хесс не желал принять гипотезу основного состава третьего слоя, так как, по его мнению, растекание базальтов по дну океана не может быть столь равномерным. Неужели «растекание» серпентинитов, не являющихся эффузивной породой и двигающихся по данной гипотезе в твердом состоянии, должно привести к более равномерному распределению материала на площади всего океана? При этом тот же материал каким-то образом должен затечь и в краевые и средиземные моря; ведь в них под осадками присутствует тот же третий слой с теми же свойствами, что и в океанах!

Сейсмические скорости, характерные для третьего слоя океанической коры, наблюдаются в средней и нижней частях разреза коры материков. Там они отвечают материалу, который в значительной степени состоит из метаморфических пород гранулитовой фации. Среди последних присутствуют и основные интрузивные породы типа габбро (Белоусов, 1966). Нет оснований предполагать наличие под океанами метаморфических пород гранулитовой фации, но обломки габбро многократно попадались в драги океанологов. Сейсмические скорости вполне отвечают этой породе. Поскольку дно океана залито базальтовыми лавами второго слоя, вполне логично ожидать, что основные вулканические извержения имеют своим фундаментом основные же интрузии. Не менее логично предполагать, что среди габбро присутствуют и внедрения ультраосновных пород мантии в разной степени серпентинизации, влияние которых вызывает те или иные местные отклонения от средних скоростей этого слоя. Что же касается выдержанной мощности третьего слоя, то стоит вспомнить, что и на материках в спокойных тектонических условиях (на платформах) мощность коры сохраняется почти неизменной на обширных пространствах. Причину этому видят обычно в общем стремлении коры к изостатическому равновесию. Тот же фактор вполне может определить выдержанность мощности коры и в еще более спокойных условиях океанических котловин.

Обратимся теперь к составу верхней мантии океанов.

В настоящее время есть достаточно веские основания считать, что верхняя мантия вообще сложена в основном перидотитами, из которых гранатовый перидотит кажется наиболее вероятным (см. краткий обзор этого вопроса — Белоусов, 1966). Однако выше указывалось, что равенство тепловых потоков на материках и в океанах свидетельствует в пользу того, что верхняя мантия океанов богаче радиоактивными элементами, чем верхняя мантия материков, и, следовательно, состав ее различен.

Ф. Берч (Birch, 1965) указывает, что на континентах 70% радиоактивных элементов в настоящее время сосредоточено в коре и только 30%

осталось в верхней мантии, где содержание урана $0{,}05 \cdot 10^{-6}$ *г/г*, а калия 0,05%, что отвечает ультраосновным породам. Но для обеспечения наблюдаемого теплового потока в океанах необходимо предположить содержание урана в верхней мантии $(0{,}2—0{,}1) \cdot 10^{-6}$ *г/г* и калия 0,2—0,1%. Это всего в четыре — пять раз меньше, чем в базальтах, хотя обычно ультраосновные породы содержат радиоактивных элементов на два порядка меньше, чем основные.

С. Кларк и А. Рингвуд (Clark, Ringwood, 1964) полагают, что наблюдаемый поток тепла можно объяснить, если считать, что в океанах сразу под разделом Мохо в веществе верхней мантии содержится $0{,}13 \cdot 10^{-6}$ *г/г* урана и что это содержание уменьшается до $0{,}03 \cdot 10^{-6}$ *г/г* на глубине 400 *км*. Среднее содержание калия в мантии океанов равно 0,125%, а непосредственно под Мохо оно достигает 0,22%. Отношение Th/U = 4,0. Материал, слагающий самые верхние слои мантии, в этом случае имеет радиоактивность, равную четвертой части радиоактивности базальта, и может быть представлен как смесь трех частей перидотита и одной части базальта. Авторы указывают, что при этих условиях и при теплопроводности материала, равной 0,006 *кал/см·сек·г*, температурный градиент в океане должен быть 20° С/*км*, и поэтому на глубине около 100 *км* можно ожидать плавления мантии. Поскольку этого нет, должен быть механизм, повышающий теплопроводность последней. Точно так же и Ф. Берч в своей работе приходит к выводу, что температуры в верхней мантии под океанами должны быть близкими к плавлению.

Дж. Макдональд (MacDonald, 1963) также указывает, что в океанах по крайней мере две трети теплового потока должны приходить с глубин, бо́льших 35 *км*, т. е. из мантии. По его расчетам, состав верхней мантии до глубины 450 *км* может быть приравнен к смеси перидотита и базальта с отношением 5 : 1.

Таким образом, все попытки увязать тепловой поток в океанах с материалом верхней мантии согласно приводят к выводу о более кислом составе океанической верхней мантии по сравнению с континентальной. Учитывая различные, но близкие результаты, полученные разными исследователями, можно считать, что состав верхней половины верхней мантии океанов выражается смесью, содержащей 80% перидотита и 20% базальта.

С более высокими температурами в океанической верхней мантии связана большая мощность волновода. При градиенте в 20° С/*км* температура выплавления базальта из перидотита будет достигнута на глубине 60 *км*, что соответствует наблюдаемому положению кровли волновода под океанами. Нижняя граница волновода, как указывалось, отмечается на глубине 350—400 *км*, т. е. там, где, судя по имеющимся подсчетам, следует ожидать значительного снижения радиоактивности материала.

ОБРАЗОВАНИЕ МАТЕРИКОВ ПУТЕМ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ МАНТИИ

Поскольку земная кора, несомненно, выделилась из мантии в процессе дифференциации последней и поскольку толстая гранито-гнейсовая кора материков является результатом большей дифференциации, чем тонкая габбровая кора океанов, естественно возникает стремление указанные различия истолковать как следствие того, что океаническая тектоносфера находится в состоянии менее дифференцированном, т. е. она примитивнее, чем тектоносфера материков. До недавнего времени эта точка зрения пользовалась очень широким признанием. Она и сейчас популярна, особенно среди американских геологов и геофизиков, поскольку строение Северной Америки служит как будто особенно весомым подтверждением ей. При этом предполагается, что океаническая тектоносфера является если не изначальной, то, во всяком случае, значительно более древней, чем

материковая. Последняя образуется из океанической путем ее дальнейшей дифференциации на более кислую кору и более основную верхнюю мантию. Дифференциация происходит в течение геосинклинальной стадии развития, в связи с чем предполагалась такая последовательность геологических условий: океан — геосинклиналь — материк (Engel, Engel, 1964).

Действительно, строение Северной Америки как будто подсказывает такое решение вопроса о взаимоотношении материков и океанов: наиболее древние породы выходят там в средней части материка на Канадском щите, а палеозойские и более молодые геосинклинальные зоны расположены по обе стороны по краям материка. Создается впечатление, что древнее ядро материка постепенно обрастает более молодыми участками, проходящими от океанического состояния к материковому через геосинклинальную стадию.

В этой концепции правильно то, что материковая кора формируется, развивается и утолщается в результате геосинклинального процесса. Правильно и то, что материковая кора должна была в целом образовываться путем дифференциации мантии, имевшей первоначально более однородный состав. Но все же применительно к современному расчленению земной поверхности на материки и океаны эта концепция не может считаться справедливой.

Материк Северной Америки является счастливым исключением среди всех других материков, да и то только, если мы не будем обращать внимания на северный его край, где взаимоотношения границы материка со структурами разного возраста оказываются совсем не столь простыми. Все остальные материки, как это следует из нашего описания геологического строения периферии океанов, обрезаются краями океанов в полном несогласии со своим внутренним строением. Секущими являются периферии атлантического типа как в Атлантическом, так и Индийском океанах. Секущими являются также периферии окраинных и средиземных морей. При этом срезание структурных зон разного возраста настолько глубоко, что, стараясь представить себе конфигурацию тех «материковых колец», которые последовательно, в течение фанерозоя, присоединились к докембрийским ядрам, мы получим конфигурацию структур разного возраста, решительным образом отличающуюся от конфигурации современных материков и океанов. Так, древние ядра займут место Южной Атлантики и значительной части Индийского океана; та же судьба постигнет и крупные области Северного Ледовитого океана, а Северная Атлантика окажется пересеченной складчатыми зонами каледонского и варисцийского возраста. Так что, если происходило нарастание древних материковых ядер, оно должно было приводить на разных стадиях к образованию материков совершенно иной формы, непохожей на современную. Впрочем, можно сильно сомневаться в справедливости такой схемы в принципе: вернее будет считать, что те крайне неправильные «кольца» каледонских, варисцийских и альпийских складчатых зон, которые окружают докембрийские массивы, отмечают последовательные стадии не превращения океанической коры в материковую, а завершения геосинклинального режима и превращения геосинклинали в платформу. Совершенно неправильно идентифицировать платформу и материк. Материки и океаны представляют собой геологические единицы иного, более крупного порядка, нежели платформы и геосинклинали.

Только внутренняя периферия Тихого океана в общих своих чертах отвечает тому, что должно было бы наблюдаться при постепенном наращивании материков за счет океана. Однако мы видели, что и на окраинах Тихого океана широко распространены явления срезания геологических структур разного возраста, хотя и значительно менее выразительного,

чем на периферии атлантического типа. Нами были приведены также соображения в пользу более далекого распространения в пределы океана былых геосинклиналей, от которых на примыкающих материках можно видеть не больше половины.

Следовательно, данная гипотеза не объясняет современную форму и структуру материков и океанов.

ГИПОТЕЗЫ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ МАТЕРИКОВ

Попыткой сохранить представление об образовании материков путем дифференциации океанической тектоносферы и в то же время объяснить срезание структур на периферии атлантического типа является гипотеза мобилизма, т. е. горизонтальных перемещений (дрейфа) материков. Поскольку эта гипотеза в нескольких своих вариантах довольно широко распространена, остановимся на ней подробнее.

Как известно, первый период популярности этой гипотезы связан с работой А. Вегенера (1924; Wegener, 1915). В конце 20—30-х годов нашего столетия эта гипотеза почти полностью сошла со сцены, и вновь интерес к ней проявился с начала 50-х годов главным образом в связи с некоторыми результатами палеомагнитных исследований, которые были истолкованы как прямое подтверждение перемещения материков.

В настоящее время гипотеза перемещения материков известна в нескольких вариантах, но различия между ними касаются главным образом предполагаемого механизма и не имеют принципиального характера (Кропоткин, 1961; Проблемы перемещения материков, 1963; Дрейф континентов, 1966; Symposium on continental drift, 1965).

Обычно построения мобилистов начинаются с единого материка, который в начале мезозоя раскалывается на части, и последние раздвигаются и поворачиваются, постепенно создавая современное расположение материков. Эта гипотеза предполагает неравноправие океанов: Атлантический и Индийский океаны являются вторичными, открывшимися на местах раскола между расходившимися материками, как бы рифтовыми, а Тихий океан представляет собой остаток первичного океана; площадь его уменьшилась, так как на него со всех сторон надвинулись материки.

Отправной точкой гипотезы является, несомненно, Атлантический океан. Параллелизм берегов примыкающих к нему материков и навел А. Вегенера на мысль о том, что обе Америки, Европа и Африка представляли собой первоначально единый материк, который раскололся, разошелся) и на месте раскола образовался океан. Сейчас, конечно, следует говорить не о берегах, а о континентальных склонах, но и с этой поправкой близкий параллелизм между западной и восточной периферией Атлантического океана действительно сохраняется.

Гораздо сложнее дело обстоит с Индийским океаном. Опираясь на данные палеомагнитных измерений, указывающих на различное для разных материков положение магнитных полюсов для отдельных геологических периодов, сторонники мобилизма рисуют весьма причудливые перемещения Индостана, Австралии и Антарктиды. Например, предполагается, что Индостан находился сначала много южнее, чем в настоящее время, и в течение мезо-кайнозоя постепенно двигался на север, одновременно несколько поворачиваясь против часовой стрелки. Первоначальное место для Австралии предполагается значительно юго-западнее ее современного положения, причем в процессе своего движения она повернулась на 90°. Впрочем, разные авторы предлагают различные схемы перемещения материков в зоне Индийского океана. И для Атлантического океана схемы отличаются друг от друга в деталях. Некоторые авторы предлагают чрезвычайно сложные перемещения Гренландии, Шпицбергена и Исландии в Северной Атлантике.

Предполагается, что эта гипотеза, помимо параллелизма окраин Атлантического океана и срезания геологических структур, объясняет: сходство стратиграфических разрезов и структурных условий между материками, ныне далеко разобщенными; древние климаты и, прежде всего, верхнепалеозойское оледенение в южном полушарии, почти одновременно проявившееся на материках Гондваны; происходившую в палеозое и начале мезозоя межматериковую миграцию фауны и флоры. Не последнее место в аргументах занимает возможность протянуть одновозрастные структурные зоны с одного материка на другой. Указывается, например, что при сближении материков, расположенных по обе стороны Атлантического океана, могут быть непосредственно соединены палеозойские складчатые зоны Западной Европы и Южной Африки, с одной стороны, с соответствующими по возрасту складчатыми зонами Северной и Южной Америки — с другой, не говоря уже о том, что легко соединяются древние кристаллические массивы Южной Америки и Африки.

Механизм перемещения материков в новейших вариантах гипотезы видят в системе конвекционных потоков в мантии Земли, которые переносят на себе материки.

Исчерпывающая критика разных сторон этой гипотезы была за последнее время дана Ю. М. Шейнманном (1963а, б, 1965, 1966а), Е. Н. Люстихом (1965, 1966) и Дж. Макдональдом (MacDonald, 1963). Раньше убедительные доводы против гипотезы в ее первоначальном виде были приведены Н. С. Шатским (1946). Автор данной работы также неоднократно высказывался в том же направлении (Белоусов, 1960, 1962, 1963б, 1967).

Из этой критики, а также из многих других высказываний, рассеянных в разных публикациях, с очевидностью вытекает неприемлемость гипотезы горизонтальных перемещений материков. Из нее видно также, что сторонники данной гипотезы предвзято используют фактические данные и полностью игнорируют критические замечания по их адресу, как будто не замечая те несообразности, которыми изобилуют их построения. Мы здесь лишь суммируем основные возражения против этой гипотезы.

Принципиальным возражением является указание на равенство средних тепловых потоков на материках и океанах. Этот бесспорный факт, который упорно замалчивается сторонниками гипотезы плавания материков, делает совершенно невозможным перемещение материковой коры по мантии. Материковая кора содержит бо́льшую часть радиоактивных элементов, обеспечивающих тепловой поток; следовательно, если материковая кора сместится и на ее месте образуется океан, лишенный этой коры, то в этом океане тепловой поток должен быть в несколько раз меньше материкового.

Мы видели, что равенство тепловых потоков на материках и в океанах приводит к неизбежному выводу о различном составе мантии под ними, и это различие должно распространяться на глубину нескольких сотен километров. Этот вывод подкрепляется и прямыми данными о различной толщине волновода под материками и океанами и о различной глубине его залегания. Больше того, источники вертикальных движений земной коры, во всяком случае тех, которые охватывают значительные площади, лежат заведомо в верхней мантии. По-видимому, важную роль в развитии вертикальных движений земной коры на обширных площадях, приводящих к образованию антиклинориев и синклинориев в складчатых зонах, антеклиз и синеклиз на платформах, играет волновод верхней мантии, но некоторые движения должны вызываться еще более глубинными источниками (Белоусов, 1966).

Если бы материковая кора смещалась по мантии, на поверхности наблюдалась бы миграция в противоположном направлении зон поднятия и опускания, вызванных этими глубинными источниками. Такой миграции заведомо не существует. Уже неоднократно приводился пример Москов-

ской синеклизы — пологого прогиба в теле Русской платформы, имеющего в поперечнике свыше 1000 *км*, прогибавшейся на одном и том же месте с верхнего протерозоя, т. е. в течение более 600 млн. лет. С этого же времени столь же устойчивы в своем положении такие области медленного поднятия, как древние кристаллические щиты Канадский, Балтийский, Анабарский, Гвианский, Бразильский, Западно- и Восточно-Африканские, Индостанский, Западно-Австралийский. Устойчивы с начала палеозоя антеклизы и синеклизы на Северо-Американской платформе, так же как на Южно-Американской и Сибирской.

Чрезвычайно существенно, что все геосинклинали любого возраста подчиняются в своем развитии одним и тем же закономерностям, проходя одни и те же стадии преобладания опусканий и накопления вулканогенно-осадочных формаций, перехода к преобладанию поднятий, метаморфизма, гранитизации и складчатости и заключительного общего поднятия. Причины всех этих явлений, неукоснительно сменяющих друг друга, лежат опять же ниже земной коры. И, следовательно, если материки начали двигаться по мантии в начале мезозоя, то геосинклинали, развивавшиеся в течение мезо-кайнозоя, должны были бы обнаружить резкое отличие в своей истории от более ранних геосинклиналей, развивавшихся пока материки стояли на месте. Между тем никаких принципиальных отличий в развитии молодых геосинклиналей от более древних нет. Попытка сослаться на наблюдаемое в некоторых областях смещение мезо-кайнозойских геосинклиналей относительно палеозойских не будет обоснованной, так как, во-первых, изменение положения геосинклинали представляет собой не столько смещение, сколько сужение более широкой геосинклинали с переходом от варисцийского тектонического цикла к альпийскому (например, в Европе и Северной Африке), а, во-вторых, смещение, например в Кордильерах Северной Америки, происходит в обе стороны от центральной зоны: на запад — в невадийскую зону и в береговые хребты и на восток — в зону Скалистых гор. Причем то смещение, которое выражено наиболее хорошо, происходит на запад, т. е. в сторону, противоположную той, куда оно должно было бы происходить, если бы вызывалось движением Американского континента к западу.

Все эти данные с убедительностью показывают, что материковая (как и океаническая) кора неотделима от верхней мантии, что она составляет с последней единую тектоносферу и что если происходит перемещение материков, то перемещаться должны вместе и кора, и толща верхней мантии в несколько сотен километров мощностью. Если мы вслед за Н. С. Шатским (1946) вспомним о зоне глубокофокусных землетрясений, тесно связанных с краями некоторых материков, то придем к выводу, что двигаться вместе с корой должна толща мощностью свыше 700 *км*, т. е. практически вся верхняя мантия.

Этот вывод имеет коренное значение. Давайте представим себе континентальные глыбы толщиной в 900 *км*, которые перемещаются среди океанической тектоносферы, расходятся, сходятся и поворачиваются самым разнообразным способом. Океаническая тектоносфера, лежащая на пути такой глыбы, должна уходить вглубь или в стороны и снова появляться позади такой глыбы. И все это должно происходить в условиях, когда прочность и вязкость материала мантии под океанами и материками почти одинаковы, и в процессе движения в материковой тектоносфере должна сохраняться вся очень сложная и тонкая система движений, вызывающих устойчивое развитие поднятий и опусканий на поверхности и закономерное развитие геосинклиналей.

Я полагаю, что изложенного достаточно, чтобы показать всю немыслимость подобных процессов. Но все же мы не ограничимся этим и укажем на другие возражения против гипотезы горизонтальных перемещений материков.

Основной вариант гипотезы предполагает, что Атлантический и Индийский океаны являются молодыми, образовавшимися в начале мезозоя на том месте, откуда «уплыли» материки, тогда как Тихий океан представляет собой первичную океаническую впадину. Следовательно, возраст океанов должен быть разным. Однако, как было видно из предыдущих глав, факты говорят об ином. Они свидетельствуют о том, что во всех океанах наиболее древние осадки в равной мере имеют возраст конца нижнего мела и в этом отношении Тихий океан не отличается от других океанов. «Вулканическое обновление» дна океанов было одновременным во всех океанах. Чрезвычайно малый объем накопившихся на дне Тихого океана осадков также подтверждает его молодость.

Поскольку материки сдвигались с Атлантического и Индийского океанов и надвигались на Тихий океан, следует предполагать растяжение на периферии первых двух и сжатие на периферии третьего. Так и считалось, что обрубленные структуры периферий Атлантического и Индийского океанов говорят о разрыве в результате растяжения, а смятые в складки периферии Тихого океана свидетельствуют о сжатии. Результатом сжатия считались также и глубоководные желоба, под которыми предполагалось глубокое «впячивание» земной коры в условиях ее продольного сжатия. То, что стало известно за последние годы о глубинном строении этих желобов в результате ГСЗ, не только не подтверждает представление о сжатии, а, наоборот, свидетельствует о том, что желоба образовались в обстановке растяжения (см. выше, стр. 176). Точно так же нет никаких признаков сжатия и в залегании осадочных слоев на крыльях и дне глубоководных желобов. Сбросы на крыльях указывают на растяжение или, на худой конец, на вертикальные смещения, а рыхлые осадки на дне желоба залегают горизонтально. Нельзя пройти и мимо того обстоятельства, что строение желобов, которые располагаются на периферии Атлантического и Индийского океанов (Пуэрто-Рико и Яванский), ничем не отличаются от строения желобов, окружающих Тихий океан.

При всяком перемещении материков сквозь океаническую тектоносферу последняя должна была бы сильно деформироваться. Чрезвычайно спокойное, горизонтальное, залегание слоев осадков на дне океанических котловин от верхнемеловых до самых молодых, обнаруженное в результате использования сейсмического метода отраженных волн, показывает, что никаких деформаций не было. Все эти слои спокойно легли на неровную поверхность второго слоя коры, погребая его неровности под собой.

Иногда указывается на возможность того, что осадки на дне океана ложились постепенно, по мере «открывания» океана между раздвигающимися материками, и поэтому и залегают спокойно, представляя собой шлейф, который формировался постепенно позади двигающихся материков. В этом случае наиболее древние осадки должны были бы обнаруживаться посредине океана, там, где наметилась первая «щель», а к материкам они должны становиться все более молодыми. Этого не наблюдается. Наоборот, в Атлантическом океане древние отложения в общем концентрируются вблизи материков, а в зоне Срединно-Атлантического хребта преобладают молодые (миоценовые и более поздние) осадки. Это последнее обстоятельство используется гипотезой «расплывания» океанического дна, о которой мы будем говорить ниже. Пока же заметим, что мы, во всяком случае, вправе были бы ожидать сильных деформаций земной коры вместе с ее осадочным покровом там, куда материки надвигаются, т. е. по окраинам Тихого океана, а также на значительных площадях Индийского океана, где, по мнению сторонников данной гипотезы, происходило особенно сложное маневрирование материков.

Гипотеза плавания материков претендует на то, что она лучше других объясняет былые геологические связи между материками. Речь идет

в основном о материках, входящих в состав Гондваны, которые характеризуются сходным стратиграфическим и фациальным разрезом для верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Уже неоднократно указывалось (см., например, Войси, 1966), что фациальные и стратиграфические сходства, а также сходства во времени складчатости, магматической деятельности и ряда других геологических процессов вовсе не говорят в пользу территориальной близости тех областей, между которыми такое сходство установлено. Наличие в развитии материков правильной периодичности тектонических процессов, тектонических циклов, проявляющихся почти одновременно в самых разных углах земного шара, и единых закономерностей развития в пределах тектонического цикла поднятий и опусканий внутри геосинклиналей, последовательности колебательных движений, складчатости и магматизма делает то, что самые удаленные районы, принадлежавшие к сходным по своей природе тектоническим зонам, имеют весьма сходные фации, характеризуются сходной последовательностью формаций и сходными структурными формами. А. Войси (1966) показал, что при желании можно найти большое фациальное, стратиграфическое и тектоническое сходство между восточным берегом Северной Америки (в обращенном виде) и восточным побережьем Австралии, хотя никто, конечно, не будет предполагать, что они когда-то соприкасались. Точно так же можно найти сходство между Кавказом и Гималаями и т. д. Что касается продолжения складчатых зон разного возраста через океан, то и здесь дело обстоит не совсем так, как этого хотелось бы мобилистам. Например, соединение в одну линию каледонид Норвегии, Шотландии, Гренландии и Северных Аппалачей в результате «восстановления» прежнего расположения материков будет восприниматься иначе, если мы учтем, что в Норвегии и Шотландии наблюдается один борт каледонской складчатой зоны, ограниченный платформой с юго-востока, а в Гренландии и Северных Аппалачах мы имеем дело с противоположным бортом этой зоны, ограниченным платформой с северо-запада. Следовательно, исходя из очевидных геологических соображений, сдвигать складчатые зоны, находящиеся на противоположных берегах океана так, чтобы они образовали непосредственное продолжение друг друга, нельзя. Необходимо оставить промежуток для осевой части складчатой зоны, разделяющей два ее противоположных борта. Но и сейчас ширина каледонской складчатой зоны, один борт которой находится на восточном побережье Северной Америки, а другой — на северо-западном побережье Европы, вовсе не представляет чего-либо ненормального. Ширина каледонской складчатой зоны, охватывающей Западную, Центральную и Южную Европу, а также Северную Африку, приблизительно такая же.

Особенно грешат мобилисты против элементарных геологических соотношений в Индийском океане, предполагая там сложные перемещения и повороты материков. Нас убеждают в том, что Индостан в начале мезозоя находился в центральной части современного Индийского океана и затем передвигался к северу вплоть до современного положения, которого он достиг к миоцену. Основы региональной геологии Индии категорически опровергают этот взгляд. Очевидно, должен существовать «шов», отделяющий «пришлую» часть Индии от той ее части, которая все время примыкала к Азиатскому материку, и этот «шов» должен представлять собой структурную линию первого порядка. Существует единственная возможность предположить, что «шов» находится под аллювием Индо-Гангской депрессии. Но геофизика рисует под аллювием самый обычный передовой прогиб, более крутой со стороны Гималаев и очень пологий в сторону платформы. Никаких сильных деформаций, которые следовало бы ожидать, если Индостан действительно «нажимал» на лежащий к северу материк, здесь нет. Кроме того, севернее Индо-Гангской депрессии, на южной окраине Гималаев — в так называемых Низких и Высоких Гимала-

ях,— большую роль в строении играют кристаллические породы Индийского щита, а также развиты гондванские фации верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (Gansser, 1964). Эта часть Гималаев еще не геосинклиналь, а поднятая часть Индийского щита и, следовательно, ее нельзя отделить от основной части последнего. Никакого «шва» здесь не оказывается.

Мы указывали на весьма вероятную связь Мальдивского подводного горстового хребта с плато-базальтами Декана верхнемелового и эоценового возраста. Согласно мобилистам, излияния этих плато-базальтов должны были начаться, когда Индостан находился на несколько тысяч километров южнее современного положения. Должны ли мы думать, что Мальдивский хребет представлял собой тот рельс, по которому катилась к северу Индия и через который во время всего ее пути поступали базальты?

Австралия соединена с Новой Гвинеей мелководным шельфом, и есть бесспорные геологические указания на то, что палеозойские структуры Восточной Австралии непосредственно продолжаются на Новую Гвинею. Поэтому сторонники гипотезы плавания материков в своих построениях заставляют Новую Гвинею перемещаться и поворачиваться вместе с Австралией. Но на Новой Гвинее хорошо выражена геосинклиналь альпийского цикла, начавшая свое развитие в триасе. Эта геосинклиналь составляет неотъемлемую часть Тихоокеанского геосинклинального кольца альпийского цикла и теснейшим образом связана, например, с о-вами Восточной Индонезии и с Филиппинами. Между тем, по построениям Л. Кинга (1963), в конце триаса Новая Гвинея находилась к северу от современного западного окончания Австралии и была вытянута в меридиональном направлении. Еще в начале мела она находилась где-то на месте моря Банда. Что происходило в это время с другими районами Индонезии и как в этой странной сумятице могла спокойно, в полном соответствии с обычными закономерностями, развиваться геосинклиналь на Новой Гвинее?

Смещение Северной Америки на запад ставит также вопрос о давнишних, существующих еще с палеозоя непосредственных связях между Аляской и Чукоткой, которые, кстати, соединены мелководным шельфом, что делает Северную Америку и Евразию единым материком.

Совсем неясно обстоит дело с краевыми и средиземными морями, в которых, как мы видели, обнаружено отсутствие континентальной коры. Срезание тектонических структур по их краям не позволяет видеть в них малые сохранившиеся очаги «первичной океанической коры». Палеогеографические данные свидетельствуют о существовании в недалеком геологическом прошлом на их месте участков суши. Судьба Карибского моря и Мексиканского залива в построениях мобилистов как-то вообще обходится. По-видимому, предполагается, что они были сплюснуты Северной и Южной Америкой и затем раскрылись в связи с разворотом Северной Америки против часовой стрелки, а Южной Америки по часовой стрелке. Не было сделано попытки согласовать эти представления с региональной геологией и палеогеографией. Поскольку всюду в построениях мобилистов складчатость возникает там, где материки сталкиваются или встречают сопротивление своему поступательному движению, непонятно, как складки на Кубе, Ямайке, Гаити и Пуэрто-Рико, а также на побережье Венесуэлы образовались не при сжатии, а при растяжении.

То же противоречие еще ярче выражено в Средиземном море. Зона последнего, будучи зоной наиболее интенсивных мезо-кайнозойских складчатых движений, рассматривается в свете гипотезы дрейфа в качестве зоны сжатия, вызванного сталкиванием Африки с Европой. Однако на значительных площадях глубоководных впадин этого моря материковая кора отсутствует, что в соответствии с той же гипотезой следовало бы объяснить растяжением и расхождением Европы и Африки. К этому

следует прибавить, что вряд ли осуществима задача так сжать Средиземное море, чтобы «закрыть» участки субокеанической коры и в то же время объединить разорванные альпийские структуры в единую, не противоречащую геологическим данным систему.

Аналогичные рассуждения применимы и к Черному морю, а также ко многим краевым морям Тихого океана.

Как правильно замечает Е. Н. Люстих (1965), особенно ярко несообразности гипотезы плавания материков обнаруживаются там, где ее сторонники пытаются дать объяснение причин предполагаемых горизонтальных смещений.

В настоящее время причину передвижения материков видят в конвекционных течениях мантии Земли. Считается очевидным, что восходящие конвекционные потоки приурочены к срединным океаническим хребтам. Подтверждение этому видят в повышенных тепловых потоках на этих хребтах. Кроме того, поскольку срединные хребты находятся посредине океанов, можно представить себе, что конвекционный поток, растекаясь в стороны от хребта, растаскивает на себе материки, образуя океан. Восточно-Тихоокеанское поднятие находится на краю океана. Но было высказано предположение о былом существовании поднятия Дарвина, находившегося посредине Тихого океана и ныне прекратившего свое существование (Менард, 1966).

Известно, что за последнее время неоднократно высказывались весьма определенные сомнения в возможности существования в мантии Земли конвекции, во всяком случае большого масштаба (Люстих, 1957, 1965; Латынина, 1958; MacDonald, 1963; Knopoff, 1964). Эти сомнения показывают, что по меньшей мере физическая сторона вопроса о возможности предполагаемой конвекции пока не разработана, и поэтому все построения этого типа остаются произвольными. Однако отставим вопрос о возможности большой конвекции в мантии Земли в сторону и посмотрим, к чему приводят построения сторонников горизонтальных перемещений материков, исходящие из допущения возможности такой конвекции.

Как было сказано, восходящие потоки предполагаются под срединными хребтами. Нисходящие же потоки предполагаются под материками, причем наиболее очевидным считается, что они локализуются под глубоководными желобами. Не всегда ясно, на какой глубине предполагаются конвекционные потоки. Но в последнее время в связи с тем, что было установлено отсутствие в океанах осадков древнее верхов нижнего мела и что до этого океаническая кора либо была образована заново, либо пережила полное «обновление», получила распространение гипотеза «расплывания» океанического дна, высказанная Г. Хессом и Р. Дитцем (Hess, 1965; Дитц, 1966; Dietz, 1962). Эта гипотеза тесно связана, с одной стороны, с представлением о плавании материков, а с другой — с предположением о серпентинитовом составе океанической коры. В соответствии с этой гипотезой материал из мантии поднимается сквозь осевую зону срединного океанического хребта и, серпентинизируясь, как это было предположено Хессом (см. выше), растекается отсюда в обе стороны. Поток движется по поверхности океанического дна, а на краю океана уходит под материковую кору. Этим потоком материки переносятся в стороны.

Напомним, что мы выше не могли согласиться с возможностью образования серпентинитовой коры по схеме Хесса. Отметим также, что вопрос теплового режима этот вариант гипотезы оставляет столь же нерешенным, как и любой другой вариант гипотезы мобилизма. Если увеличенный поток тепла в срединных хребтах приносится восходящим потоком материала из мантии, то следовало бы наблюдать широкий максимум вдоль гребня хребта и затем постепенное падение температур по мере удаления от гребня. На самом деле наблюдается резко ограничен-

ный тепловой пик над рифтом, а в стороны от него встречаются различные значения, которые в среднем для океана дают среднюю общеземную величину теплового потока. Эта картина категорически противоречит данной гипотезе. Проблема различного состава океанической и материковой тектоносфер остается по-прежнему нерешенной.

Данный вариант гипотезы на первый взгляд в целом лучше согласуется с распределением пород разного возраста в Атлантическом океане, где более древние породы в общем концентрируются вблизи материков, а в зоне Срединного хребта преобладают породы более молодые.

Однако Е. Н. Люстих (1965) отметил ряд существенных ошибок в диаграмме Дж. Т. Вильсона (Wilson, 1963b, 1965a) и показал, что ни о каком *постепенном* изменении возраста островов от Срединно-Атлантического хребта по направлению к материкам говорить нет оснований. Можно лишь сказать, что на Срединном хребте развиты молодые породы, а близ материков — более древние. При этом острова, близкие к материкам, либо сейчас принадлежат, либо раньше принадлежали к геологической структуре материков. Но если бы даже указанное зональное распределение осадков по возрастам в какой-то мере существовало, оно вовсе не обязательно свидетельствовало бы о «расплывании» дна океана. Оно могло просто говорить в пользу того, что краевые части океана опустились под уровень воды раньше, чем опустился Срединный хребет. Такое толкование лучше согласуется со спокойным залеганием слоев на дне котловин, которое, конечно, не могло бы сохраниться, если бы дно действительно растекалось. Предполагается, что подводные и надводные вулканы первоначально образуются на срединном хребте, а затем перемещаются по направлению к материкам вместе с растеканием дна. Многие из вулканов в Атлантическом океане начали извергаться еще в эоцене и продолжают извергаться сейчас, когда они находятся у края материка. Таковы, например, о-ва Зеленого Мыса, Канарские, а также вулканические острова, лежащие в глубине Гвинейского залива. Последние в своем расположении к тому же связаны с цепочкой вулканов и интрузивных тел, находящихся на протяжении той же линии на суше. Как могла столь устойчиво продолжаться вулканическая деятельность на этих островах, если они перемещались вместе с поверхностной пленкой океанической коры, уходя таким образом от своих первичных питающих очагов, расположенных на глубине 50—60 *км*? Если же выдвинуть и без того крайне искусственное предположение, что вулканические острова передвигались, как по рельсам, по заложенным ранее глубоким трещинам в тектоносфере, которые продолжали питать эти вулканы лавой на всем пути их следования, то почему же тогда вдоль той же трещины не возникали другие вулканы?

Поскольку более древние острова и подводные возвышенности, согласно мобилистам, приближаются постепенно к краям соседних материков (речь обычно идет об Атлантическом океане), то, следовательно, расплывание дна океана происходит с большей скоростью, чем перемещение материка. Это возможно, если материк находится под влиянием двух встречных течений и останавливается в том месте, где два давления на него уровновешиваются. Тогда течение, направленное со стороны океана, уже не переносит материк, а уходит под него. В этом месте должны были бы наблюдаться на дне океана сильнейшие деформации. Их не существует. По предположению почему-то деформируется материк и на его краю образуются глубоководный желоб и складчатая зона, хотя материк должен быть прочнее серпентинитового потока. Мы уже говорили, что строение желобов указывает не на сжатие, а на растяжение. Непонятно также, почему желоб и складчатая зона должны образовываться на краю материка, а не посредине: материк, толкаемый двумя встречными потоками, найдет равновесное положение, будучи надвинутым в равной мере на оба потока, и нисходящее течение должно располагаться под середи-

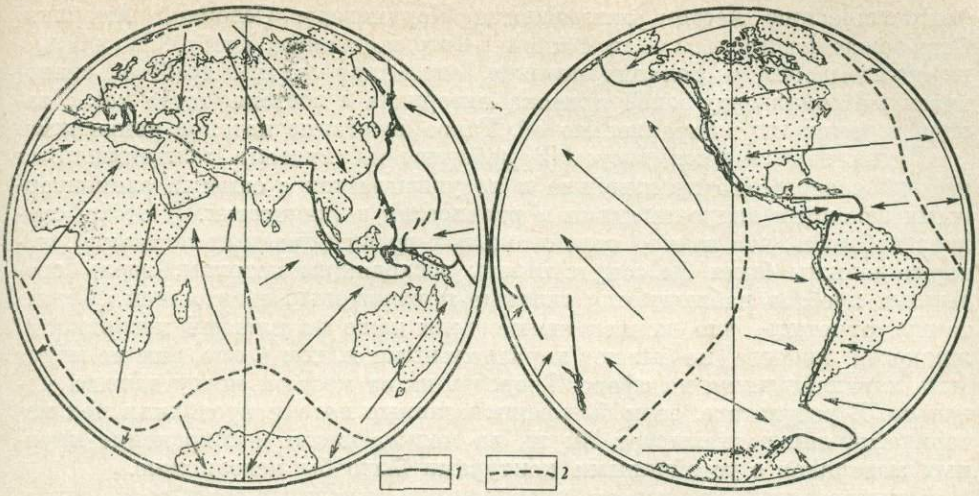


Рис. 70. Схема конвекционных течений в мантии Земли. По Вильсону, 1965а

1 — молодые складчатые зоны; *2* — срединные океанические хребты

ной материка. Поскольку нисходящий поток должен быть наиболее холодным, непонятно, почему именно рядом с глубоководными желобами на островных дугах и на прилегающих хребтах развивается особенно сильный вулканизм. Непонятно, почему серпентинитовые потоки, подтекающие под материки, вызывают образование глубоководных желобов и складчатости только почти вокруг Тихого океана, где, как мы сейчас увидим, положение с возможным направлением конвекционных течений особенно загадочно, но ничего подобного не образуют на большем протяжении периферий Атлантического и Индийского океанов, где как раз возможности для гипотетического конструирования направлений потоков наилучшие.

Последнее слово в попытке восстановить направления конвекционных потоков в масштабе всей Земли принадлежит Дж. Т. Вильсону (Wilson, 1963b, 1965a). Его схема приведена на рис. 70. Достаточно немного приглядеться к ней, чтобы увидеть, к каким несоответствиям приводят подобные попытки. Обратим внимание на Африку. Как известно, в Красное море и Восточную Африку продолжается рифт Срединно-Индийского хребта, и этот район постоянно используется мобилистами для иллюстрации их положения о растяжении здесь земной коры, о формировании в рифте новой океанической коры и т. д. Таким образом, было бы естественно показать под Красным морем восходящий поток и расходящиеся отсюда горизонтальные потоки. То же самое следовало сделать в районе Восточно-Африканских рифтов. Тогда под Африкой должны встречаться потоки, идущие от Срединно-Атлантического хребта, Красного моря, Восточно-Африканской системы рифтов и от Срединно-Индийского хребта. Встречаться эти потоки должны где-либо под меридиональной осью материка и под его восточным берегом. Но в этих местах никаких складчатых систем нет, и, видимо, поэтому Вильсон, в противоречии со своими же принципами, показывает какие-то, неизвестно почему возникшие меридиональные потоки, проходящие сквозь весь материк, и такие же меридиональные потоки на западе и на севере Индийского океана. Последние потоки оказываются параллельными Срединному хребту, что совершенно абсурдно. А для того чтобы не вводить читателя в смущение, автор северную часть Срединно-Индийского хребта просто ликвидирует так же, как и продолжение его в Красном море и в Восточной Африке. Другим

фантастическим местом оказываются Кордильеры Северной Америки. Они лежат на продолжении Восточно-Тихоокеанского хребта. Но каким-то образом зона растекания потоков, связанная с этим хребтом, становится в Кордильерах зоной притока материала с востока, тогда как с запада течения идут параллельно ей. Такое сочетание потоков немыслимо.

Таким образом, вся рисуемая мобилистами система конвекционных потоков совершенно произвольна и не увязывается с самыми элементарными законами гидродинамики и равновесия в жидкостях. К этому следует добавить, что вместо отрицательных гравитационных аномалий, которые должны были бы сопутствовать восходящим потокам, вдоль срединных хребтов наблюдаются сильные положительные аномалии. Можно также отметить, что конвективные токи даже на плоской поверхности жидкости никогда не бывают параллельными и, тем более, они не могут быть параллельными на сфере. Скорость их от места к месту должна меняться. В результате, если бы предполагаемые потоки проходили под материками, они раскалывали бы их на мелкие части и сохранение крупных материков с устойчивыми контурами было бы невозможно.

Свидетельством в пользу перемещений материков мобилисты считают рифты срединных хребтов, являющиеся структурами растяжения. Если даже всю ширину рифтовой долины считать мерой растяжения (на примере грабена Красного моря мы видели, что растяжение не может быть больше одной трети ширины рифта), то и в этом случае непонятно, почему растяжение в десятки километров должно указывать на перемещения в тысячи километров.

Р. Ван Беммелен выступил в последнее время со своим вариантом гипотезы горизонтальных перемещений материков (Bemmelen, 1964, 1965a, b; 1966). Основываясь на предположениях, высказываемых в литературе, о том, что обширные региональные гравитационные аномалии, остающиеся после снятия аномалий, связанных с корой, могут иметь свою причину в неоднородностях нижней мантии, этот автор полагает, что в нижней мантии на глубине свыше 1000 *км* происходят процессы дифференциации, которые приводят в некоторых областях к уменьшению плотности и расширению материала. Увеличение объема или всплывание разуплотненного материала приводят к образованию выпуклостей на поверхности нижней мантии, а над этими выпуклостями выгибается вверх верхняя мантия вместе с материковой корой (если поднятие, называемое «мегаундацией», образовалось под материком). Гравитационное равновесие нарушается, и начинается стекание верхней мантии вместе с корой в стороны по склонам мегаундации. В этом гравитационном течении участвуют слои мощностью в несколько сотен километров. Но течение происходит с большей скоростью вверху, чем на глубине, и в результате материковая кора, а вместе с ней и верхние сотни километров мантии разрываются и соскальзывают, обнажая на своде поднятия более глубокие слои верхней мантии. На последней формируется новая базальтовая океаническая кора (*рис.* 71).

Особенностью этой концепции, кроме значительно большей глубинности всех процессов, чем это обычно предполагается мобилистами, является то, что автор совершенно не связывает себя в постулируемом расположении областей разуплотнения в нижней мантии срединными океаническими хребтами или какими-либо иными видимыми на поверхности структурами. Мегаундации могут возникнуть где угодно и, что весьма существенно, вслед за своим возникновением они могут перемещаться и претерпевать любые изменения своих размеров. В связи с этим задача чрезвычайно облегчается: всегда можно придумать такое расположение мегаундаций и такие их перемещения, расширения и сокращения, чтобы удалось соответствующим образом «разогнать» обломки бывшей Гондваны по надлежащим местам. А пути этих обломков определяются дан-

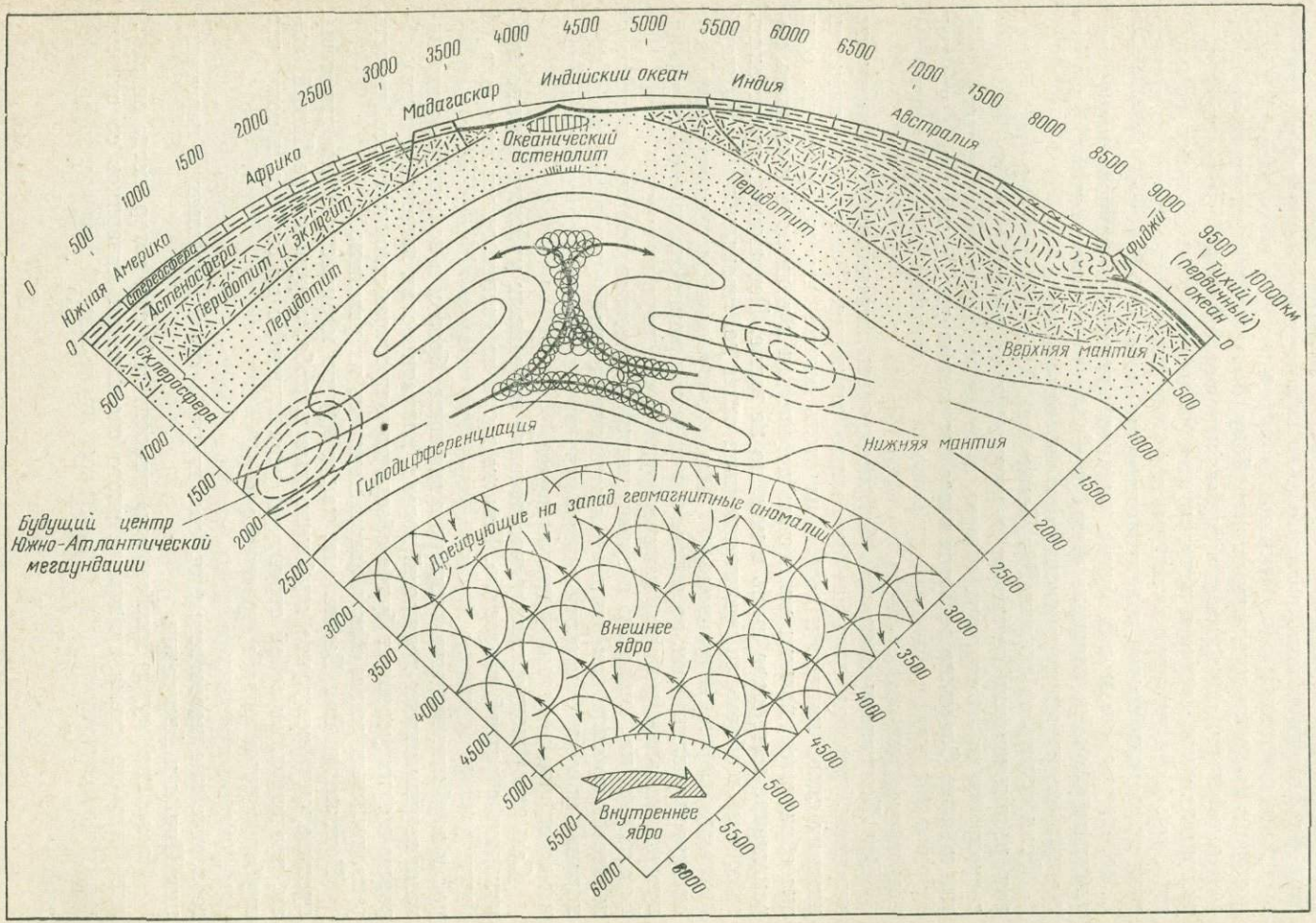


Рис. 71. Схема мегаундаций по *Ван Беммелену*, 1966

Показано образование Индийского океана над поднятием нижней мантии, в которой происходит гиподифференциация и увеличение объема. Верхняя мантия и кора соскальзывают с поднятия в стороны. Южная Америка пока еще объединена с Африкой, а Индия с Австралией. Показаны будущие очаги дифференциации, развитие которых поведет к разделению этих материков

ными палеомагнитных измерений, которые Ван Беммелен принимает безоговорочно. Этот подход особенно помогает автору при трактовке истории Индийского океана, где требуется обеспечить чрезвычайно сложные перемещения материков в различных направлениях. Трудности, которые испытывают в подобных случаях сторонники конвекционных течений, строя схему, увязанную с расположением срединных океанических хребтов, полностью отпадают.

Конечно, возможность полного произвола в выборе места и путей дальнейшего развития мегаундаций сразу же настораживает. Но в данной гипотезе мы легко найдем и многие из тех противоречий, которые характеризуют и другие мобилистические представления. Ван Беммелен полагает, что его гипотеза позволяет обойти трудность, состоящую в различном составе и различной радиоактивности материковой и океанической тектоносферы на сотни километров в глубину. Между тем, поскольку до образования мегаундации на ее месте был материк, очевидно, что верхняя мантия имела тогда состав и радиоактивность материковые. Почему же после того, как были удалены в стороны кора и верхние слои мантии, ее нижние слои приобрели состав и радиоактивность океанической верхней мантии? В действительности они будут значительно менее радиоактивны, чем ушедшие слои, и, следовательно, проблема равенства средних тепловых потоков на материках и океанах остается нерешенной.

Если судить по схемам Ван Беммелена (рис. 71), материковый волновод раскалывается на гребне мегаундации на две части и эти две части соскальзывают в стороны вместе с вмещающими слоями верхней мантии и коры. Океан же остается вовсе без волновода. Но мы знаем, что под океаном волновод не только существует, но и имеет бóльшую мощность, чем под материками.

Ван Беммелену следовало бы рассмотреть механическую сторону его гипотезы, которая внушает серьезные сомнения. Различие в вязкости нижних слоев мантии и волновода столь велико, что мегаундация, если она образуется, должна полностью погаситься в волноводе и вызвать перемещение материала лишь в нем, но не выше. Невозможно представить себе, чтобы объемные гравитационные силы действовали на скользящий материк совершенно равномерно. Если же в разных местах материка они окажутся различными, то в коре и в подстилающих слоях мантии возникнут напряжения, которые деформируют и разорвут материк. Ссылка Ван Беммелена на аналогию с гравитационными тектоническими покровами гельветского типа как раз в этом отношении крайне неудачна, поскольку хорошо известно, что эти покровы во время своего скольжения чрезвычайно сильно деформируются и рвутся.

Сам автор подчеркивает, что течение на разных уровнях должно происходить с разной скоростью. Как же тогда на двигающемся материке не будут утрачены или по крайней мере искажены связи между земной корой и глубинными, находящимися главным образом в волноводе, источниками вертикальных движений коры и магматических явлений и каким образом в этих условиях будут обеспечены пространственная устойчивость тектонических зон и общая закономерность их развития?

Концепция Ван Беммелена, как и другие мобилистические гипотезы, противоречит тому, что глубоководные желоба, окружающие Тихий океан, представляют собой структуры растяжения, а не сжатия, и тому, что глубоководные желоба, граничащие с Атлантическим и Индийским океанами, ничем не отличаются от желобов Тихого океана. Остаются в силе и геологические несоответствия, связанные с представлением о перемещении Индии и Австралии.

Настоящий «удар милосердия» наносит себе сам автор, когда он заявляет, что его схема гравитационного скольжения материков со склонов мегаундаций применима к Атлантическому и Индийскому океанам, тогда

как для краевых и средиземных морей он принимает процесс физико-химической базификации земной коры с превращением континентальной коры в океаническую на месте. Подобный же процесс он готов допустить и для всего Тихого океана, поскольку образование последнего не может быть связано с расплыванием материков: окружающие материки двигались на океан, а не от него (Bemmelen, 1966). Это, конечно, самоубийство. Известно, что по строению коры и возрасту осадков Тихий океан не отличается от других океанов. Известно, что основной слой коры в краевых и средиземных морях там, где развита океаническая или субокеаническая (т. е. океаническая, покрытая относительно мощными осадками) кора, также не отличается от строения того же слоя в океанах. Свойства верхней мантии под Тихим океаном такие же, что и под другими океанами. Они несколько отличаются под некоторыми морями, как например, под Карибским, уменьшенной граничной сейсмической скоростью. Но и это явление не повсеместно и в краевых морях Тихого океана не отмечалось, если не считать строения мантии под островными дугами, представляющими совершенно особую тектоническую зону. В свете этого непонятно, как можно предполагать разное происхождение столь одинаковых и по строению, и по истории объектов.

Ван Беммелен и другие мобилисты упорно ссылаются на крупные горизонтальные сдвиги как в океанах, так и на материках, которые за последнее время стали описываться в литературе. Мы уже выражали серьезное сомнение в существовании многих из них. Но независимо от этого сомнения непонятно, какое отношение сдвиги могут иметь к дрейфу материков. Они ведь раскалывают материки, которые мобилистам надо сохранить целыми.

Мы повторяем, что уже первых двух возражений, основанных на равенстве средних тепловых потоков и длительной пространственной устоичивости тектонических зон, вполне достаточно, чтобы с уверенностью отвергнуть любые мобилистические построения. Но мы привели и много других возражений, чтобы показать, что мобилистическая концепция не выдерживает критики во всех своих частях и во всех своих вариантах. Эта концепция построена на чрезвычайно предвзятом обращении с фактами, а также на приеме, которым пользовалась королева из известной сказки «Алиса в стране чудес» при игре в крокет: прием состоял в том, что игра велась без всяких правил и проигравший в любой момент мог быть объявлен выигравшим...

А как же быть с некоторыми явлениями, которые мобилизм как будто хорошо объясняет; с параллелизмом периферий Атлантического океана, с палеозойским оледенением в южном полушарии, с различным положением полюсов для разных материков по палеомагнитным данным?

Е. Н. Люстих (1965) показал, что среди контуров материков очень много чрезвычайно сходных по форме. Многие из них находятся далеко друг от друга и заведомо никогда не могли соприкасаться между собой, какие бы мобилистические построения мы не приняли. Следует предположить, что существуют некоторые общие закономерности, действовавшие при выработке контуров материков. Например, давно указываются преобладающие направления в ориентировке тектонических зон на поверхности земного шара. Эти направления, вероятно, определяются некоторой сеткой глубинных разломов, рассекающих повсеместно земную кору и разделяющих ее на определенным образом ориентированные глыбы. В случае Атлантического океана вполне можно допустить, что он был ограничен параллельными системами таких глубинных разломов. Это любопытно, но из этого вовсе не обязательно делать вывод о былом соприкосновении двух противоположных окраин океана.

О том, что нельзя аргументировать в пользу мобилизма структурными и фациальными связями между материками, мы уже говорили.

Палеоклиматические и палеонтологические аргументы в пользу гипотезы плавания материков весьма сомнительны и в лучшем для гипотезы случае являются нейтральными. Таково, например, значение миграции фауны и флоры в конце палеозоя и начале мезозоя между материками Гондваны. Миграция существовала, но отнюдь не абсолютно свободная, и ее нельзя истолковать как бесспорный аргумент в пользу непосредственного взаимного соприкосновения южных материков (Axelrod, 1963; Symposium sur les séries de Gondwana, 1952). Известны палеоклиматические реконструкции для того же периода времени, в которых авторы не только прекрасно обходились без перемещения материков, но и показывали, что всякие предположения о каких-либо горизонтальных перемещениях ухудшают возможности реконструкций. Такого мнения придерживались Л. Б. Рухин (1959) и Ю. М. Шейнманн (1963а, б). Оба эти автора показали, что для объяснения верхнепалеозойского оледенения в южном полушарии достаточно предположить несколько более северное положение Южного полюса, но что горизонтальные смещения материков только затруднили бы палеоклиматическую реконструкцию.

Интересна статья Г. П. Леонова (1960), где автор показывает, что в южном полушарии в районе Индийского океана современный климат не так уж сильно отличается от верхнепалеозойского, когда в этой области было оледенение. Сейчас на широте 60—65° ю. ш. снеговая линия находится на уровне моря, а на широте 55° с. ш. она лежит на высоте всего 500—600 *м*. В этих условиях сейчас было бы возможно оледенение на 15—20° южнее гондванского, если бы на этой широте существовал материк. Особенно *способствовало бы развитию оледенения разделение материковой* перемычкой вод Атлантического и Индийского океанов. Автор приходит к выводу, что мобилистические реконструкции не только не помогают объяснению оледенения, но и противоречат возможности последнего. Вполне достаточно было бы небольшого смещения полюса и иного распределения суши и моря.

Таким образом, данные палеоклиматологии не могут быть зачислены в актив мобилистов.

Остаются палеомагнитные данные. Они представляют собой, несомненно, самый серьезный аргумент в пользу гипотез мобилизма (см. Палеомагнетизм, 1962).

Прежде всего сразу оговоримся, что эти данные необходимо разделить на две части. Первая часть указывает на последовательное перемещение полюсов в течение геологического времени. Северный полюс в нижнем палеозое, согласно этим данным, находился в северной части Тихого океана, откуда он в последующие периоды перемещался к северо-западу через Северо-Восток СССР, постепенно приближаясь к современному положению. Симметрично перемещался Южный полюс из южной части Атлантического океана к современному местоположению. Эти смещения вполне согласуются с теми, которые вытекают из палеоклиматических реконструкций. Почти в точности такую же траекторию перемещения полюсов получили путем палеоклиматического анализа Н. М. Страхов (1960) и Ю. М. Шейнманн (1963а, б). По Ю. М. Шейнманну, в девоне Южный полюс находился в южной части Атлантического океана приблизительно на 40—50° севернее его современного положения. Реконструкция Г. П. Леонова, как мы видели, также допускает несколько более северное по сравнению с современным положение Южного полюса. Так что в вопросе об этой части палеомагнитных данных нет оснований для принципиальных споров.

Другая часть данных палеомагнетизма истолковывается как указание на то, что для одних и тех же геологических периодов положение полюсов оказывается различным для разных материков по отношению к их современному положению. Если эти данные достоверны и если земное магнит-

ное поле всегда было такого же типа, как сейчас, то отсюда действительно следует вывод о перемещениях или поворотах материков.

Поскольку, как мы только что видели, множество самых основных и бесспорных геологических и геофизических фактов говорит против возможности горизонтальных перемещений материков, а в пользу дрейфа свидетельствуют, по существу, только палеомагнитные данные, мы вправе задаться вопросом, все ли в таком порядке с интерпретацией палеомагнитных данных, как это хотели бы видеть мобилисты? Вопрос этот, учитывая все те изложенные выше противоречия, с которыми сталкивается гипотеза мобилизма, должны были бы изучить самым внимательным образом сами палеомагнитологи. Здесь мы хотели бы подчеркнуть, что многие крупные специалисты в этой области относятся к своим результатам значительно более осторожно, чем безмерно увлеченные мобилистическими идеями геологи и геофизики.

Так, А. Кокс и Р. Долл (1963) в результате своего обзора явлений палеомагнетизма приходят к выводу, что для перми палеомагнитные данные не определяют однозначного положения полюса для Европы и Америки, для мезозоя разброс данных столь велик, что какие-либо утверждения относительно перемещения материков невозможны, а данные для мела и эоцена могут быть истолкованы как указание на быстрое изменение конфигурации земного магнитного поля. Для неогена и антропогена никаких движений материков заведомо не устанавливается.

Весьма осторожен в своих заключениях и такой крупнейший специалист в области магнетизма горных пород, как Т. Нагата (1965), который призывает внимательно отнестись к геологическим возражениям и прежде всего к тем, которые основаны на пространственной устойчивости тектонических зон. Еще более критично настроен не менее крупный специалист Е. Телье (1964), указывающий на целый ряд произвольностей, допускаемых при обобщении и интерпретации палеомагнитных данных.

Нам хотелось бы отметить, что на симпозиуме по перемещениям материков, результаты которого опубликованы Лондонским королевским обществом в 1965 г. (Symposium on continental drift, 1965), серьезно сообщалось, что по палеомагнитным данным Итальянские Альпы в перми находились за 5000 *км* от их современного положения — в Гималаях и что, постепенно перемещаясь, они в триасе достигли Ирана, в юре — Турции, в эоцене — Южной Италии, откуда они прибыли на место в олигоцене. Вся эта чудовищная конструкция появилась в связи с тем, что имеется расхождение в положении полюса для пермских пород альпийской и внеальпийской Европы (Boer, 1963). Мало того, оказывается, расхождения есть и в данных для складчатых каменноугольных пород в Бретани и спокойно залегающих пород того же возраста в континентальной Европе. Имеются расхождения и для разных районов докембрия Северной Америки. Для силура установлено различное положение полюса для Европы и Восточной Сибири, в связи с чем делается вывод, что Евразия соединилась в один материк только после варисцийской складчатости, а до этого Европа и Азия представляли собой самостоятельные материки (Symposium on continental drift [Rutten], 1965). Ряд аналогичных странностей, находящихся в противоречии с общеизвестными геологическими фактами, был отмечен И. А. Резановым (1961).

Все эти странности, действительно, позволяют подозревать, что если не в сборе первичных палеомагнитных данных и их обработке, то в интерпретации имеются серьезные неясности, которые требуют специального внимания. Эти неясности вполне могут быть вызваны тем, что неправильно исходное утверждение, что тип земного магнитного поля не менялся в течение геологического времени. Если магнитное поле не всегда было дипольным и если существовали крупные (континентального размера) магнитные аномалии, то все построения, основанные на палеомагнитных дан-

ных, должны быть коренным образом пересмотрены. Дж. Норсроп и А. Мейерсхоф очень убедительно показали, что палеомагнитные данные, якобы свидетельствующие о перемещении материков, вполне могут быть истолкованы как результат постепенного перехода от магнитного поля более сложной конфигурации к современному (Northrop, Meyershoff, 1963). Такой же точки зрения придерживается Дж. Макдональд (MacDonald, 1963). То обстоятельство, что была обнаружена многократная инверсия магнитного поля, может лишь укрепить эти сомнения. Действительно, как происходила инверсия? Если путем перехода напряженности магнитного поля через нуль, то периоды отсутствия магнитного поля должны были быть катастрофическими для всего органического мира, населяющего земной шар, поскольку в такие эпохи поверхность его была беззащитной от космических лучей. Таких катастроф мы в истории Земли не знаем. Если же инверсия происходила путем поворота магнитных осей, то хотя бы временно магнитное поле должно было становиться более сложным.

Нам хотелось бы указать на то, что расхождение в положении полюсов для разных материков регистрируется в основном начиная с конца палеозоя, так как данные для более ранних периодов весьма ненадежны, т. е. магнитные пертурбации начинаются как раз тогда, когда, по нашим предположениям (см. ниже), на огромных территориях современных океанов начинается колоссальная по интенсивности вулканическая деятельность, приведшая к полному перерождению земной коры на этих территориях. Не мог ли происходивший в это время подъем глубоких основных и ультраосновных масс к поверхности создать крупнейшие магнитные аномалии, которые и привели к существенным искажениям земного поля?

Наш вывод состоит в том, что в области наиболее весомых, с точки зрения мобилистов, палеомагнитных аргументов существуют такие неясности, которые позволяют сохранять серьезные сомнения в правильности интерпретации исходных данных. Для подлинной оценки этих данных еще требуется большая исследовательская работа. Она должна вестись объективно, имея в виду возможность решений, отличных от тех, которые сейчас обычно принимаются. Требуется и дальнейший сбор фактического материала, особенно по южным материкам, где данных пока столь мало, что все предполагаемые мобилистами сложные маневры материков в районе Индийского океана уже с точки зрения количества первичных данных не могут считаться обоснованными. Требуются иные приемы осреднения результатов палеомагнитных данных: не по материкам, как это обычно делается, с проектированием всех данных в одну точку внутри материка, а по тектоническим зонам разного возраста и характера и по отдельным ограниченным участкам материков. Ибо то, что получилось с разделением Евразии на два материка для палеозоя, может получиться и для многих других районов, которые, по бесспорным геологическим данным, в течение всей геологической истории представляли собой единое целое.

Короче говоря, требуется большая исследовательская работа вместо той шумной пропаганды, которая окружает сейчас гипотезы мобилизма.

ГИПОТЕЗА РАСШИРЯЮЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ

Противоречия, которые встречает гипотеза горизонтальных перемещений материков, привели некоторых исследователей к предположению, что материки остаются прочно связанными с верхней мантией, не двигаются относительно нее, но весь земной шар сильно расширяется, в связи с чем материки с подстилающими их частями мантии раздвигаются, а промежутки между ними заполняются поднявшимся снизу расширяющимся

материалом. Здесь образуется новая океаническая кора (Heezen, 1960; Egyed, 1957; Fairbridge, 1964).

Предполагается, что до конца палеозоя все материки были соединены и полностью покрывали весь земной шар, поверхность которого, следовательно, была вдвое меньше современной, а радиус равнялся 3500—4000 *км*. В дальнейшем материки раздвигались при все большем расширении внутренних частей Земли.

Прежде всего следует отметить, что причины такого огромного и быстрого расширения земного шара остаются загадочными. Была попытка объяснить этот процесс в свете космологической гипотезы уменьшения с течением времени гравитационной постоянной и, следовательно, силы тяжести. Но если это — общий для Вселенной процесс, то и Солнце должно было испытать такое расширение. А это означает, что в прежние геологические периоды, когда оно было меньшего объема, его излучение должно было быть значительно более сильным, чем сейчас. Можно показать, *что в этом случае в докембрии температура на земной поверхности* должна была превышать температуру кипения воды. Это противоречит нахождению органических остатков в докембрийских осадках, явному наличию в то время гидросферы и такому явлению, как оледенение в конце докембрия, устанавливаемое исторической геологией.

Более вероятен другой механизм, а именно разуплотнение глубинного вещества с постепенным переходом его в менее плотные фазовые состояния. Например, Л. Эдьед (Egyed, 1957) полагает, что в ядре Земли *вещество находится в том состоянии уплотнения, которое было создано до* образования Земли при давлениях, какие сейчас в Земле не наблюдаются. Поэтому эти фазы неустойчивы, и в недрах Земли идет непрерывный процесс разуплотнения с увеличением объема. Радиус Земли увеличивается со скоростью около 0,6 *мм* в год.

Эта точка зрения противоречит современным представлениям об образовании планет путем аккумуляции мелких космических частиц. В планете, которая постепенно растет в процессе такой аккумуляции, нет *условий для возникновения сверхдавлений. Наоборот, давления в ней* первоначально должны были быть меньшими и затем постепенно нарастать. Средняя плотность земного шара по данной гипотезе до расширения должна была бы достигать 15,5 *г/см*^{3}, а ускорение силы тяжести на поверхности Земли вдвое превышало бы современное. Все это крайне невероятно как с астрономической, так и биологической точек зрения.

Однако едва ли стоит особенно вдаваться в вопрос о возможных причинах подобных изменений в Земле, так как надежда на то, что данная гипотеза может уберечь от противоречий, встречаемых на пути гипотезы плавания материков, явно не оправдывается.

На первый взгляд кажется, что гипотеза расширяющейся Земли лучше решает проблему устойчивой связи между континентальной корой и верхней мантией и что по крайней мере это возражение против гипотезы плавания материков отпадает. Однако, поскольку увеличение объема в глубоких оболочках происходит повсеместно и равномерно, оно должно происходить и под материками и, следовательно, верхние оболочки, которые менее расширяются или вовсе не расширяются, должны под материками проскальзывать по расширяющимся более глубоким оболочкам. Такое проскальзывание должно вести к появлению в верхних оболочках сил растяжения, действующих во всех направлениях параллельно поверхности Земли. Такие силы должны были бы разрывать материки, *и в этих условиях вместо крупных материков возникло бы множество* мелких островов, равномерно рассеянных по всей поверхности Земли.

Материки, которые могут быть приведены в соприкосновение на сфере размером с современный земной шар, окажутся несовместимыми на шаре с вдвое меньшей поверхностью. Поскольку земной шар после рас-

ширения остался правильным шаром, раздвижение материков на поверхности должно было быть одинаковым во всех направлениях. Между тем расстояния между материками в разных направлениях различны. Следовательно, чтобы создать современное распределение материков, нельзя обойтись без их горизонтальных перемещений, а это нас возвращает к гипотезе мобилизма со всеми ее недостатками.

Главное же, что здесь необходимо подчеркнуть, это то, что, как и гипотеза плавания материков, данная гипотеза полностью противоречит наблюдаемому равенству тепловых потоков на материках и в океанах. Поднимающийся в щель между раздвигающимися материками материал глубоких геосфер должен быть крайне беден радиоактивными веществами и из него никак не может быть получен тот тепловой поток, который наблюдается в океанах.

Приводимое в подтверждение того, что расширение Земли действительно имело место, указание на последовательное уменьшение в течение геологического времени размера трансгрессий на материках представляет явное недоразумение.

Идея заключается в том, что если океанические области при расширении Земли увеличивают свою емкость, то все меньше воды остается, чтобы обеспечивать трансгрессии на материках. Во-первых, тот же эффект будет достигнут, если емкость океанических впадин увеличится не путем разрастания их площади, а путем их углубления. Во-вторых, более тщательные подсчеты площадей, занятых морями на материках, вовсе не показывают такой направленной эволюции. Они выявляют лишь периодические расширения и сокращения материковых морей в соответствии с общей периодичностью колебательных движений земной коры (Ронов, 1961).

В завершение нашего обзора гипотез мобилизма и расширяющейся Земли хотелось бы подчеркнуть, что эти гипотезы чрезвычайно далеки от той геологической реальности, с которой обычно геологу приходится иметь дело. Геолог, работая на материках, сталкивается с явлениями вертикальных колебательных движений земной коры, происходящих как в геосинклиналях, так и на платформах, подчиненным вполне определенным закономерностям, из которых важнейшее место занимает периодичность; он сталкивается с магматическими явлениями, которые также обнаруживают определенную последовательность, тесно связанную с той же периодичностью; он изучает складчатость разных типов и историю складкообразования, опять же связанную с общей тектонической периодичностью. Эти явления не находят в сущности никакого места в рассмотренных гипотезах, для которых материки представляют собой некие монолитные глыбы, которые перемещаются, но никак не развиваются. Представление же о складчатости как о результате «засасывания» коры нисходящими конвекционными потоками чрезвычайно примитивно, не имеет никакого отношения к платформенной складчатости и находится в противоречии со всем циклом явлений, сопровождающих геосинклинальную складчатость (региональный метаморфизм, гранитизация) и указывающих на высокий тепловой поток. Именно это имел в виду Л. де Ситтер (Symposium on continental drift, 1965), когда в дискуссии по поводу мобилизма он заявил, что гипотеза перемещений материков, возможно, очень интересна, но она не имеет никакого отношения к тем повседневным задачам, с которыми сталкивается геолог в своей работе.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ОКЕАНОВ

Учитывая неспособность гипотез мобилизма и расширения Земли объяснить совокупность основных данных о строении и геологической истории океанов, мы, очевидно, должны искать иных путей обобщения

этих данных. Нетрудно видеть, что вполне согласовать эти данные между собой можно лишь в том случае, если принять, что области современных океанов до конца палеозоя или даже до начала мезозоя были покрыты крупными участками суши и мелкими морями и что современные глубокие океаны образовались в процессе последующего прогибания земной коры, сопровождавшегося одновременным превращением материковой коры в океаническую. Вместе с тем мы должны допустить, что и материковая верхняя мантия должна была превратиться в океаническую. А это означает, что породы материковой коры вместе с содержащимися в них радиоактивными элементами должны были раствориться в верхней мантии.

Если принять эту точку зрения, то, пожалуй, единственное существенное противоречие, которое сохранится,— это результаты некоторых палеомагнитных измерений. Мы уже указывали на то, что интерпретация этих результатов может быть подвергнута сомнениям и что в этом направлении требуются большие дополнительные исследования. Все остальные данные, включая прогибание окраин материков на периферии атлантического типа, глыбовое обрушение на тихоокеанских периферии, погружение гийотов, континентальные связи между различными материками в былые геологические периоды, уложатся в эту схему наилучшим образом и вместе с тем будут ликвидированы противоречия, возникающие при попытках использовать гипотезы мобилизма или расширяющейся Земли. Отсутствие осадков древнее конца нижнего мела на дне океанов в этом случае объяснялось бы тем, что как раз перед этим временем земная кора в океанах, а также и в глубоких морях была полностью трансформирована из толстой метаморфической материковой в тонкую базальтовую океаническую.

В настоящее время распространена точка зрения, что такой процесс превращения материковой коры в океаническую невозможен (Люстих, 1959; Магницкий, 1958, 1965; Магницкий, Калашникова, 1962). По-видимому, убежденность в этом и является главной причиной того, что часть исследователей ищет решения в гипотезах перемещений материков или расширения Земли. Рассуждения строятся обычно по следующей схеме: все указывает на то, что данный участок суши, имевший материковую кору, погрузился и на его месте образовался глубокий морской бассейн с океанической корой; *однако, поскольку такой процесс невозможен,* следует думать и т. д. ... При этом подвергаются сомнению вполне бесспорные данные исторической геологии.

Однако то, что нам иногда кажется невозможным, в том или ином виде в природе все же происходит. Есть много данных, с полной очевидностью свидетельствующих, что в недрах, помимо процессов дифференциации, ведущих к образованию и наращиванию материковой земной коры, существуют и обратные процессы, приводящие к уменьшению мощности той же коры путем воздействия на нее снизу. Поскольку в этом случае по крайней мере часть кислого или среднего по составу материала коры заменяется ультраосновным материалом мантии, мы можем говорить о процессе «базификации» материковой коры. А конечный результат базификации, выраженный в том, что на месте материка образуется океан, мы называем «океанизацией». Процесс базификации происходит уже на материках. Естественно, что мы не можем наблюдать его непосредственно, но о проявлениях его мы умозаключаем, сравнивая глубинное строение коры разных участков и исходя из принципа актуализма, который в данном случае состоит в принятии в качестве исходного положения того, что на материках всегда была материковая кора и что изостатическое равновесие всегда было неизменным свойством для крупных участков земной коры. Конечно, если этот принцип неверен и если могли в былые времена существовать базальтовые ма-

терики, поднятые вопреки силам изостазии, то наши рассуждения окажутся неприемлемыми, но в таком случае можно высказать опасение, что рухнет вообще весь методический фундамент современной геологии.

Сопоставление истории новейших поднятий и опусканий земной коры в Тянь-Шане с толщиной коры привело В. Н. Крестникова и И. Д. Нерсесова (1962) к выводу, что если поднятие того или иного участка связано с увеличением мощности коры, то опускание, наоборот, сопровождается уменьшением мощности коры. К такому же выводу легко можно прийти, изучая распределение больших и меньших мощностей коры под поднятиями и прогибами в любой другой молодой геосинклинали, если принять во внимание предыдущую историю тех же зон. Поскольку крупным поднятиям (антиклинориям) в геосинклиналях отвечает более толстая кора, а крупным прогибам (синклинориям) — более тонкая и поскольку геологическая история часто показывает, что на месте прогибов раньше находились поднятия, следует заключить, что толщина земной коры может меняться не только в сторону нарастания, но и в сторону ее сокращения. К такому выводу пришел и А. А. Борисов (1963).

Мы не можем представить себе прогибания океанических периферий атлантического типа без соответствующего уменьшения мощности материковой коры, если считать, что принцип изостазии всегда выдерживался. Такое уменьшение может происходить только снизу, что и позволило уже давно Д. Гиллули (1957) говорить о «подкоровой эрозии». Точно так же прогибание центральной части Тихого океана, фиксируемое гийотами, могло развиваться без нарушения изостатического равновесия, только если одновременно мощность земной коры уменьшалась. Обрушение краевых плато должно было сопровождаться тем же явлением базификации коры.

В Средиземном море, на месте всей его западной части, до конца олигоцена, а в Тирренском и Лигурийском морях до миоцена включительно располагались размывавшиеся участки суши, в строении которых, судя по составу обломков, участвовали граниты и гнейсы. Сейчас в этих областях кора имеет субокеанический характер, т. е. состоит из базальтового океанического слоя, прикрытого осадками. Говорилось о палеогеографических признаках того, что по крайней мере до конца мезозоя суша существовала на месте Карибского моря, а теперь там также субокеаническая кора. В осадках Мексиканского залива были обнаружены структуры, являющиеся, судя по всему, соляными диапирами, что указывает на мелководье, существовавшее на месте залива в начале мезозоя. Мелководные лагуны подстилались, конечно, материковой корой. Сейчас под Мексиканским заливом кора субокеаническая.

Субокеаническая кора характеризует часть Охотского и Японское моря. Между тем до плиоцена в первом случае и до миоцена во втором на месте этих морей существовали крупные участки суши. Недавнее опускание характеризует и другие краевые моря Тихого океана. Например, в палеогене обломочный материал, содержащий гранито-гнейсовые породы, поступал в область Алеутской островной дуги со стороны Берингова моря. Указывались данные, свидетельствующие о недавних опусканиях крупных участков суши на месте Кораллова и Тасманова морей и прилегающих морей Меланезии. Недавние опускания очевидны для Северной Атлантики.

Поскольку возможность горизонтальных перемещений материков категорически отвергается, необходимо вернуться к старой идее Гондваны и считать, что материки, входившие в последнюю, соединялись между собой в конце палеозоя и начале мезозоя временными полосами суши и мелкими морями и что впоследствии такие «мосты» опустились.

Все то, что здесь говорится, немного десятилетий тому назад разделялось огромным большинством геологов (см. многочисленные работы А. Д. Архангельского, Г. Штилле, Э. Ога и др.), и не видели ничего странного в мысли о возможности возникновения глубокого моря или океана на месте материка. Эта мысль стала казаться сомнительной или даже вовсе невозможной лишь после того, как геофизики обнаружили различие в строении материковой и океанической коры и превращение первой во вторую было признано неосуществимым.

Однако геологические аргументы сохранялись, и никто не объяснил, почему фактические данные исторической геологии следует признать ошибочными. К сожалению, редко кому приходила в голову мысль, что следует посмотреть на дело и с другой стороны и выяснить, все ли правильно интерпретировано в геофизическом материале и достаточно ли обоснованы выводы о том, что возможно и что невозможно в тектоносфере Земли. Геологические данные должны были бы рассматриваться по крайней мере на одном уровне с геофизическими, и совместное обсуждение тех и других должно было бы вестись на равных правах. Не было никаких оснований к тому, чтобы геологи так поспешно сдали свои позиции.

Вопрос о возможном механизме базификации земной коры рассматривался в разных аспектах. В. В. Тихомиров (1958) и С. В. Москалева (1965) считают возможным допустить процесс оливинизации пород коры при основном метасоматозе. Такой метасоматоз до сих пор наблюдался в малых масштабах в непосредственной близости к ультраосновным интрузиям, но, по-видимому, не будет слишком смелым предположение, что в глубоких слоях коры этот процесс может идти в гораздо большем масштабе (Лебедев, 1964). Однако не было объяснено, куда девается кислый и средний материал, который должен в большом количестве выделяться из пород континентальной коры при оливинизации.

Г. Рамберг (Ramberg, 1964) предположил, что гранитный слой может постепенно уничтожаться в результате излияния поверх него базальта, который, застывая, становится тяжелее пород гранитного слоя и, погружаясь в него, оттесняет его материал в стороны. В. В. Жданов (1965) обнаружил такой механизм в действии на Кольском п-ове, где на весьма ограниченной площади гранитный слой действительно оказался выдавленным в стороны под тяжестью основных излияний. Вполне вероятный в малом масштабе, этот механизм, однако, не пригоден для объяснения удаления гранитного слоя с площадей крупных морей и, тем более, океанов: в этом случае весь гранитный материал должен был бы собираться по периферии морей и океанов, образуя вокруг них грандиозные скопления, которых мы нигде не наблюдаем.

Но вопрос состоит в том, что материал, удаляемый из коры при ее базификации физико-химическим путем (при метасоматозе) или механически (при выдавливании тяжелыми породами), ни в коем случае *не должен удаляться за пределы тектоносферы океанов. Наоборот, он должен растворяться в ней,* так как только таким образом мы можем объяснить сохранение в тектоносфере океанов необходимого количества радиоактивных элементов для обеспечения равенства тепловых потоков в океанах и на материках. Если мы предположим, что средний состав материковой коры близок к диоритовому и характеризуется содержанием урана в $2 \cdot 10^{-6}$ *г/г*, а в верхней мантии океанов содержание урана $0{,}15 \cdot 10^{-6}$ *г/г*, то это означает, что материковая кора должна «раствориться» в толще верхней мантии мощностью в 400 *км*. Причины и механизм такого «растворения» можно себе представить следующим образом.

Различные подсчеты, касающиеся термической истории Земли, при всей их условности согласно приводят к выводу, что земной шар в тече-

ние времени своего существования разогревался во всяком случае на глубинах в несколько сотен километров (Левин, Маева, 1960; Любимова, 1958). Нагревание глубоких недр происходило постепенно.

Сравнение рассчитанных температур с кривыми плавления материала Земли показывает, что на некоторой стадии (о времени ее наступления ничего определенного сказать невозможно ввиду неопределенности многих параметров, вводимых в расчеты) температуры на глубине 500—700 *км* должны приблизиться к температуре полного плавления материала и даже ее превзойти. Обычно этот результат при расчетах воспринимается как нежелательный (так как предполагается, что плавление в мантии не может происходить), и теми или иными способами пытаются его исключить.

Между тем ничего нет опасного в предположении, что плавление ультраосновного материала верхней мантии на указанных глубинах на некоторой стадии развития тектоносферы действительно происходит. Естественно, что оно возникает не сразу повсеместно, а в отдельных очагах. Образующиеся при этом расплавленные массивы ультраосновного материала оказываются в неустойчивом гравитационном состоянии и всплывают. Перемещение материала типа конвекции ведет к значительному повышению эффективной теплопроводности среды, что и препятствует сплошному плавлению мантии. Оно непрерывно возникает и здесь же ликвидируется благодаря всплыванию расплавленных массивов.

Но вполне очевидно, что на пути к полному плавлению должна быть пройдена температура частичного плавления, при которой из ультраосновного материала верхней мантии выплавляется базальт. Это то, что обычно происходит в волноводе материков (Белоусов, 1966).

Следовательно, можно думать, что первоначально, когда внутреннее разогревание земного шара еще не достигло большой интенсивности, происходила дифференциация верхней мантии в результате выплавления из нее базальта и в этих условиях формировалась материковая земная кора по той схеме, которая обычно принимается (Виноградов, 1962). Но позже, с подъемом температуры, в некоторой зоне, находящейся в нижних слоях верхней мантии, начался указанный процесс полного плавления и всплывания уже не базальтовых, а ультраосновных астенолитов. Ультраосновной расплав поднимается вплоть до коры, внедряется в нее и частично выливается на поверхность. Его плотность у поверхности едва ли существенно превышает 2,6 *г/см*^{3}, т. е. ниже средней плотности коры. Если количество таких внедрений велико, то земная кора окажется расчлененной на множество небольших глыб, окруженных ультраосновными интрузиями. После застывания возникнет тенденция к погружению ультраосновных пород, поскольку теперь их плотность достигнет 3,1—3,3 *г/см*^{3}, т. е. выше средней плотности коры. Вместе с тем под влиянием сильного прогревания породы коры должны терять воду, кремнезем и щелочи и становиться более плотными. Уже метаморфические породы гранулитовой фации имеют плотность около 3,0 *г/см*^{3}. Однако в свете некоторых новейших данных можно предполагать, что широко будут образовываться и породы эклогитовой фации, плотность которых достигает 3,4—3,5 *г/см*^{3}. А. Рингвуд и Д. Грин в результате своих исключительно интересных лабораторных исследований показали, во-первых, что эклогиты образуются в значительно более широком диапазоне давлений, чем это ранее предполагалось (например, в работе Г. Йодера и К. Тилли, 1965), и практически почти на любой глубине в коре при непременном, правда, условии полной сухости среды, и, во-вторых, что эклогиты образуются не только из основных, но и средних пород, что также чрезвычайно расширяет сферу проявления процесса эклогитизации. В результате очень сильного прогревания и просушки сюда могут быть вовле-

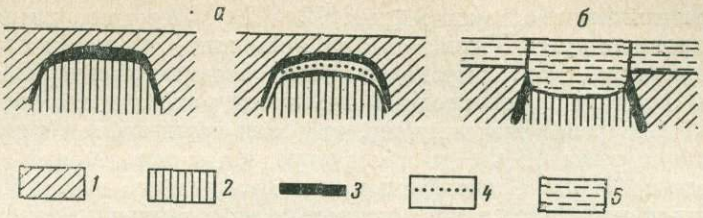


Рис. 72. Схема образования кальдеры обрушения. По Ричи 1948

а — подземные обрушения; *б* — поверхностная кальдера; *1* — вмещающие породы; *2* — опускающийся блок коры; *3* и *4* — последовательные внедрения магмы; *5* — лавы

чены почти все породы материковой земной коры в ходе их дальнейшего *охлаждения* (*Green, Ringwood, 1966a; Ringwood, Green, 1966*).

Нельзя, конечно, утверждать, что работой этих авторов полностью решается проблема эклогитизации. Но и в других работах (например, Smulikowski, 1960, 1964) все чаще встречаются указания на разнообразие типов эклогитов и на значительно более широкие, чем ранее предполагалось, условия их образования, в отношении как размера давления, так и состава исходного материала. Проблема эклогитов заслуживает сейчас самого пристального внимания.

Если блоки пород материковой коры, заключенные среди ультраосновных интрузий, превращаются в эклогитовые породы, обладающие столь высокой плотностью, то должно нарушаться равновесие и происходить массовое погружение обломков коры в подстилающую верхнюю мантию. Верхние слои последней даже в твердом состоянии окажутся по крайней мере на 0,1 *г/см*^{3} легче эклогита, и его крупные куски будут легко тонуть в мантии с заметной скоростью. Если же учесть, что в области развития предполагаемых процессов мантия разогрета и частично расплавлена, *т. е. имеет меньшую, чем обычно, плотность, то окажется, что погружение* глыб эклогита может происходить еще легче. Материковая кора, кусок за куском, будет тонуть в мантии, а на ее место будет подниматься ультраосновной материал. Естественно, что вместе с ним поднимается и основная магма, выплавляемая из мантии. В конечном счете она, в эффузивной и интрузивной форме, стремится занять место выше ультраосновного вещества. Так, на месте материковой формируется океаническая кора, состоящая из слоев излившихся базальтов и внедрившегося габбро, залегающая поверх ультраосновной мантии. В значительной степени океаническая кора является результатом смешения кислых пород континентальной коры и ультраосновных пород мантии. В целом этот процесс весьма близок к тому, который в меньшем масштабе происходит при образовании кальдер обрушения (Billings, 1945; Richey, 1948; *Kuno*, 1953). *Последние возникают в результате того, что глыбы коры*

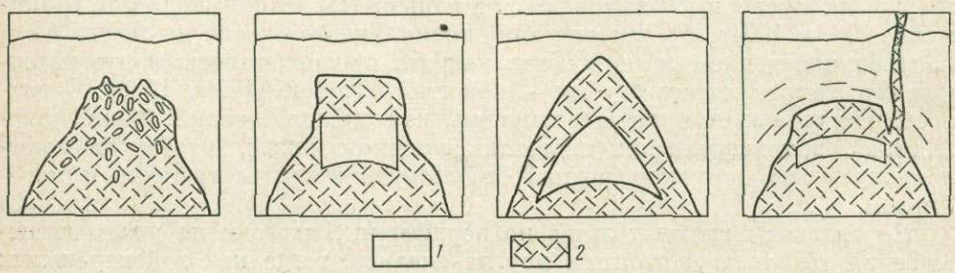


Рис. 73. Подземное обрушение блоков в магму. По Биллингсу, 1945

1 — породы коры; *2* — магматическая интрузия

тонут в поднимающейся магме (рис. 72 и 73). Огромное развитие кальдер на островных дугах Тихого океана, возможно, как раз и вызвано тем, что базификация коры проходит через стадию кальдерообразования. Плотность эклогита выше средней плотности материковой коры приблизительно в 1,25 раза. Это означает, что если толщина материковой коры первоначально была 30 *км*, то после перехода в эклогитовую фацию она уменьшится до 24 *км*. Следовательно, на 6 *км* должна опуститься поверхность твердой коры. Эта цифра несколько преувеличена, так как не все породы коры переходят в эклогиты и некоторые, вероятно, остаются на стадии гранулитовой фации. С этой оговоркой полученная цифра чрезвычайно близка к средней глубине океанических котловин, где, как можно предполагать, процесс базификации полностью завершился.

Но океанические котловины заполнены водой. Основным источником последней должны быть те же породы материковой коры, отдающие воду в процессе эклогитизации. Для наполнения океана будет достаточно, если из материковой коры выделится воды около 6% по весу. Но некоторое количество воды могло поступить также и из мантии вместе с извержением ультраосновной и основной магмы. Таким образом, цифры получаются вполне разумные и вместе с тем просто решается вопрос, который часто задается в этом случае: где находилась вода до образования океанов? Она находилась в породах материковой земной коры, откуда была извлечена прогреванием и метаморфизмом. А в материковую кору она попала из мантии раньше, при ее первоначальной дифференциации.

Мы не знаем, сколько времени продолжался процесс «обновления коры» в океанах. Он мог продолжаться около 100 млн. лет, если иметь и ввиду, что начало его было в конце палеозоя, а закончился он в середине мела. Это означает, что в течение этого времени прогибание коры в океанах и соответственно заполнение образующейся депрессии водой должны были происходить со скоростью около 1 *мм* в год, что означает ежегодную эклогитизацию слоя коры мощностью в 1,5 *см*. Мы не видим в этих цифрах ничего неприемлемого. В. Руби в известном исследовании о геологической истории воды на Земле (Rubey, 1951) также приходит к выводу о выделении океанической воды в конечной стадии из материковой коры, но предполагает, что выделение происходило в течение всей геологической истории.

Эклогит, попадая при погружении в условия высокой температуры, должен снова плавиться. А. Рингвуд и Д. Грин (Ringwood, Green, 1966) устанавливают на основании своих экспериментов, что эклогит при частичном плавлении оказывается источником андезитового расплава, выплавление которого происходит при минимальной температуре. Тем самым, по мнению этих авторов, может быть решен вопрос о происхождении андезитов, которые в огромном количестве выделяются по периферии Тихого океана на островных дугах и в прибрежных хребтах. Это — чрезвычайно интересное и новое решение проблемы тихоокеанских андезитов, давно интригующей исследователей. Недавно еще раз была подтверждена мысль, высказывавшаяся и раньше (см., например, Ю. М. Шейнманн, 1963в, 1964а, б), что андезит окраин Тихого океана не может быть получен плавлением земной коры, как это предполагалось, и что источник его следует искать глубже — в мантии (Taylor, White, 1966). Оказалось, что содержание таких элементов, как рубидий, калий, барий, уран и торий, в тихоокеанских андезитах слишком низко, чтобы оно могло получиться от смеси средней базальтовой магмы с гранитным материалом.

Но андезиты выходят лишь по периферии Тихого и на участках периферий тихоокеанского типа других океанов, тогда как в центральных частях океана выделяется магма базальтового состава. Андезиты нигде не выделяются на периферии атлантического типа, хотя, как указыва-

лось выше, процессы базификации материковой коры происходят и там. Объяснение следует искать в условиях, способствующих всплыванию выплавляемого андезита к поверхности или препятствующих этому. Рассматривая (Белоусов, 1966) условия аккумуляции базальта, выплавляемого в волноводе, мы пришли к выводу, что наиболее существенными условиями являются движение среды, ее течение и образование в ней поверхностей скольжения. Большую роль играют также глубокие разломы, служащие каналами для подъема магмы. Комбинация всех этих условий как раз имеется по периферии Тихого океана, где тектоносфера подвижна в связи с развитием геосинклинального режима и где имеется огромное количество глубоких активных разрывов. В этой зоне образующийся при частичном плавлении андезит имеет возможность собираться крупными астенолитами и по разломам всплывать к поверхности.

На атлантических периферии такой подвижности и раздробленности нет, и поэтому нет условий для аккумуляции андезита. Здесь, когда глыба эклогита погружается и подвергается частичному плавлению, порции андезита, выделяемые в каждом пункте пути опускающейся глыбы, очень малы по объему и не могут всплывать в вязком веществе мантии с заметной скоростью. Выплавляемый андезит как бы «размазывается» постепенно в большом объеме ультраосновного вещества мантии.

Под океаническими котловинами процесс базификации к настоящему времени, по-видимому, почти закончился и тектоносфера достигла там некоторого геохимического равновесия. Если же этот процесс еще продолжается, то он также ведет к «размазанному» выделению андезита, который растворяется в мантии, но не выделяется на поверхность.

Однако общий состав верхней мантии океанов может быть объяснен лишь в том случае, если в виде андезита выделяется небольшая часть материала эклогитов, бóльшая часть которого всегда остается в мантии и подвергается в ней полному плавлению. Последнее обязательно должно прийти на смену частичному плавлению по мере того, как глыбы эклогита, опускаясь, попадают в зону все более высоких температур. При эклогитизации любых пород, в том числе и основных, происходит выделение, кроме воды, некоторых количеств кремнезема и щелочей. Это делает эклогит всегда несколько более основным, чем исходный материал (Лутц, 1965). Однако средний состав эклогитов остается все же близким к базальтовому, т. е. значительно более кислым, чем состав мантии. Эклогит содержит также значительно больше (по крайней мере на один порядок), чем перидотит мантии, радиоактивных элементов (Tilton, Reed, 1963). Таким образом, полное расплавление и растворение эклогита в мантии вызовет в ней те изменения состава, которые необходимы для превращения материковой верхней мантии в океаническую.

В свете сказанного можно понять противоречивое сочетание часто наблюдаемых очень высоких сейсмических скоростей в кровле мантии, свидетельствующих как будто о высокой плотности вещества, с данными меньшей, по сравнению с материковой, средней плотности океанической мантии в пределах нескольких сотен километров. В самых верхних слоях мантии эклогитовые глыбы еще не расплавлены и не растворены и, оставаясь твердыми плотными включениями, определяют высокие сейсмические скорости. Глубже твердый эклогит уже не сохраняется, а растворенный определяет понижение средней плотности мантии, поскольку с ним в последнюю приходит относительно более кислый материал.

Современный мощный океанический волновод сформировался после того, как процессы базификации в основном закончились, и отвечает современному распределению радиоактивных источников тепла в верхней мантии, установившемуся после того, как материковая кора была при эклогитизации растворена в мантии. Температуры в волноводе

обеспечивают выплавление базальта из перидотита, который выходит на поверхность там, где этому способствуют разрывы. Последние работы Д. Грина и А. Рингвуда (Green, Ringwood, 1966b) подтвердили, что все типы базальта могут быть получены прямым частичным плавлением перидотитовой мантии и что щелочные оливиновые базальты должны выплавляться при бо́льших давлениях, т. е. на большей глубине, чем базальты толеитовые. Размещение базальтов разного состава по периферии Тихого океана, рассматриваемое в связи с глубиной залегания наклонной поверхности глубоких сейсмических очагов, давно уже используется Г. Куно для обоснования того же вывода о более глубоком происхождении щелочных базальтов (Kuno, 1959, 1966). Этот исследователь полагает, что базальтовая магма образуется в пределах указанной наклонной зоны разрывов. Поскольку толеитовая магма сменяется щелочной с удалением от океана, т. е. в том направлении, в котором углубляется фокальная зона, выходы щелочных базальтов оказываются над местами ее более глубокого залегания.

Современные данные о широком развитии в океанах не только щелочных, но и толеитовых базальтов хорошо увязываются с большой мощностью волновода, в пределах которого на разных глубинах могут образовываться базальты самого разного состава. Но трудно принять точку зрения, что щелочные базальты, занимающие обычно на вулканических островах более высокое гипсометрическое положение, чем толеитовые, являются последним дифференциатом, который сохранялся сперва на дне базальтовых камер. Правильнее полагать, что на последних стадиях увеличилась глубина выплавления базальта, что повело за собой изменение его состава.

Строение океанического волновода должно отличаться от материкового тем, что в первом местами происходит и полное плавление ультраосновного материала. Это, во всяком случае, должно происходить там, где процесс базификации еще продолжается. Температуры для этого достаточны. На материках местное полное плавление ультрабазитов мантии наблюдается очень редко — в условиях, которые можно считать переходными к океанизации.

С точки зрения нашей концепции, представляют исключительный интерес все те случаи «промежуточных» сейсмических скоростей, которые могут быть интерпретированы как результат смещения материала коры и верхней мантии. Мы можем рассматривать такие случаи как «механизм в действии», как проявление еще не закончившегося процесса базификации путем внедрения пород мантии в кору.

Такими областями являются, например, срединные океанические хребты. Уже и раньше (J. Ewing, Ewing, 1959) высказывалась та точка зрения, что слой со скоростью 7,2—7,4 *км/сек*, обнаруживаемый под срединным хребтом, представляет собой смесь пород мантии и коры. Но толщина его не менее 20 *км*, что при обычной мощности твердой океанической коры в 5—6 *км*, дополнительно указывает на опускание кусков коры в мантию. Резонно высказать предположение, что тогда как в окаймляющих срединные хребты котловинах базификация уже закончилась, на хребтах она еще продолжается и с этим связаны их сейсмичность, вулканизм и близость к поверхности ультраосновных интрузий, обнаруженных, например, в рифте Срединно-Индийского хребта. Следовательно, срединные хребты мы рассматриваем как зоны, запоздавшие по сравнению с другими участками океанов в своей базификации и поэтому пока еще относительно приподнятые над дном окружающих котловин. С этой точки зрения интересно строение Исландии, где между слоем со скоростью 7,3—7,5 *км/сек*, характерным для срединных океанических хребтов (и представляющим собой, как мы решили, смесь пород коры и внедрений из мантии), и слоями плато-базальтов залегает очень мощный (свыше 16 *км*) слой со скоростью 6,3 *км/сек*. Не исключена возможность,

что этот слой представляет собой остаток материковой коры, пронизанный основными внедрениями.

Рифтовые долины на срединных хребтах можно рассматривать как участки, которые находятся в состоянии опускания под влиянием отяжеляющих их интрузий из мантии. То, что такие интрузии имеют форму даек, можно видеть на примере строения внутреннего грабена Красного моря. С этим согласуются и положительные гравитационные аномалии, связанные с океаническими рифтами.

Мы указывали, что северная часть Атлантического океана по своему глубинному строению представляет собой как бы тот же Срединно-Атлантический хребет, распространенный на всю ширину океана. Нами рассматривались данные, указывающие на молодость опускания этой части океана. Поэтому вполне логично думать, что Северная Атлантика находится в том же промежуточном состоянии, что и Срединно-Атлантический хребет. Такие же промежуточные условия можно предполагать в Карибском и Средиземном морях, где в верхних слоях мантии наблюдаются пониженные сейсмические скорости (7,5—7,7 *км/сек*).

С той же точки зрения особый интерес представляли бы периферические части океанов и примыкающих материков — зоны их взаимного перехода. К сожалению, данных, ввиду методических трудностей наблюдений в переходной зоне, недостаточно. Дж. Уорзэл (Worzel, 1965) указывает, что для переходных зон характерно появление в основании континентальной коры слоя со скоростями 7,0—7,3 *км/сек*. Это хорошо вязалось бы с высказанными нами соображениями о «промежуточном» состоянии коры там, где она испытывает преобразование. Однако И. П. Косминская в личном сообщении автору высказала сомнение в правильности заключения Уорзэла, поскольку слой с промежуточными скоростями, по ее мнению, распространен в основании материковой коры почти повсеместно. Однако ступенчатое уменьшение мощности материковой коры в Калифорнии по направлению к Тихому океану можно истолковать как стадии базификации. Это предположение согласуется с историей калифорнийского побережья, на котором, как мы видели, происходят глыбовые обрушения отдельных участков. Один из таких участков после обрушения образовал подводное Калифорнийское плато.

Точно так же ступенчато уменьшается мощность материковой коры в Охотском море по направлению от северного его берега до подводной Охотской возвышенности. Здесь мы наблюдаем субконтинентальную кору, т. е. материковую, но уменьшенной мощности (20 *км*). При этом раздел Конрада не выявляется, что может быть истолковано как перемешивание материала коры в процессе начавшейся базификации. В Южно-Охотской котловине кора уже субокеаническая, т. е. гранито-гнейсовый слой исчезает.

В Индийском океане также есть срединный хребет, где предполагается процесс базификации. Но там есть и многочисленные «микроконтиненты», представляющие тоже не вполне переработанные обломки материковой коры.

С этой точки зрения достоин самого детального изучения район Сейшельских о-вов, характеризующихся типичным материковым строением. Здесь, по-видимому, имеются особенно хорошие условия для того, чтобы проследить отдельные стадии процесса базификации коры. Типичный континентальный разрез к юго-востоку от Сейшельских о-вов вдоль Маскаренского хребта постепенно меняется таким образом, что в 250 *км* от них слой, который вполне может быть интерпретирован как продолжение гранито-гнейсового (6,30 *км/сек*), подстилается непосредственно мантией со скоростью свыше 8 *км/сек*, а «основной океанический слой» отсутствует. Гранито-гнейсовый слой покрывается толщей вулканических пород (базальтов). Такое же строение наблюдается и к западу от Сейшельских о-вов, где на некотором протяжении гранито-гнейсовый слой,

прослеживаемый с островов, прямо подстилается мантией (см. рис. 59, 60). В этих двух случаях произошло явное поглощение нижних слоев континентальной коры материалом мантии путем внедрения последнего и ассимиляции первых.

Следует подчеркнуть, что залегание *континентальных* пород системы Карру у берегов Восточной Африки на дне океана на значительной глубине свидетельствует об опускании дна.

Здесь же мы можем в некоторой мере увидеть механизм базификации и верхнего — гранито-гнейсового — слоя коры.

К юго-востоку от Сейшельских о-вов гранитный слой покрывается слоем базальтов. Мощность гранито-гнейсового слоя при этом сильно уменьшается. Еще дальше к юго-востоку — на банке Сайа де Малья — гранито-гнейсовый слой полностью исчезает и разрез состоит из 7-километровой вулканической (базальтовой) толщи вверху и обычного океанического слоя внизу, подстилаемого мантией. Магнитометрические наблюдения показали, что весь этот район пронизан многочисленными основными (и, вероятно, ультраосновными) дайками. Из этих данных можно заключить, что гранито-гнейсовый слой материковой коры уничтожается не только непосредственным воздействием на него материала мантии снизу, но и путем густого пронизывания его основными и ультраосновными интрузиями одновременно с излиянием на его поверхность базальтовых потоков. Расчлененный дайками на куски и покрытый мощным слоем плато-базальтов этот слой растворяется в основном материале, метаморфизуется и подготавливается таким образом к погружению в мантию.

Большое развитие ультраосновных интрузий по периферии Тихого океана, особенно в юго-западной его части, вероятно, имеет непосредственное отношение к процессу базификации. Крупные положительные гравитационные аномалии в этих районах, а также в Центральной Америке указывают на перегруженность земной коры, которая должна испытать опускание. Не является ли ультраосновной массив Троодос на Кипре проявлением процесса базификации в районе Средиземного моря (Gass, Smith, 1963)?

Если срединные хребты и реликтовый Маскаренский хребет обнаруживают признаки базификации в действии, то прямолинейные горстовые хребты, наоборот, представляют собой скопление основного магматического материала более мощное, чем обычная толщина океанической коры. Здесь эволюция шла в сторону наращивания коры.

Горстовые хребты образуются вдоль швов между глыбами, на которые раскалывается земная кора океанов в процессе ее базификации и погружения. По крайней мере часть этих хребтов имеет свое продолжение на примыкающих материках в форме цепочек интрузий, вулканов или обширных базальтовых излияний. Возраст таких магматических проявлений на простирании подводных горстовых хребтов отвечает возрасту формирования и развития океанического дна. К категории горстовых хребтов мы отнесли и те структуры на востоке Тихого океана, которые обычно именуются разломами. Мы отрицаем горизонтальные сдвиговые смещения по этим «разломам».

В отличие от Атлантического и Индийского океанов, где современная сейсмическая и вулканическая активность преимущественно (за исключением Антильской и Индонезийской дуг) сосредоточена в срединных хребтах, в Тихом океане аналогичная активность почти полностью концентрируется по периферии океана — на островных дугах и в прилегающих к океану хребтах. И ход развития океанов —Атлантического и Индийского, с одной стороны, и Тихого — с другой, был различным: в первых двух базификация и погружение коры развивались от периферии океанов к средней части, где и сохранились полосы, в которых этот процесс еще продолжается, а в последнем базификация и погружение

распространялись из центральной части океана к периферии и именно на периферии эти процессы еще идут. Таким образом, срединные хребты и периферии тихоокеанского типа как бы взаимно друг друга заменяют. В этом, видимо, и содержится разгадка того вопроса о взаимоотношении срединных хребтов с характером океанической периферии, который был поставлен Ю. М. Шейнманном (1965).

Процесс базификации на периферии Тихого океана выражается в глыбовых опусканиях побережий материков и островов, входящих в состав островных дуг первого типа, ступенчатом углублении дна, а также в расширении океанического бассейна, что выразилось в образовании краевых морей на севере и западе океана. Это последнее явление также представляет собой одно из важных отличий развития периферий тихоокеанского типа от периферий атлантических, на которых расширения океанических бассейнов за счет прилегающих материков не наблюдалось. То, что процесс базификации в краевых морях Тихого океана еще продолжается, находит свое отражение в наблюдаемых высоких тепловых потоках и в положительных гравитационных аномалиях.

Весьма существенно то, что на периферии Тихого океана процесс базификации наложился на геосинклинальный, т. е. на процесс обратный, поскольку именно в горниле геосинклиналей формируется материковая кора с ее мощными гранито-гнейсовым и гранулито-базитовым слоями (Белоусов, 1966). Это означает, что в волноводе, подстилающем геосинклиналь, происходит выплавление базальтовых астенолитов, которые, поднимаясь, пополняют кору своим материалом, прогревают ее, вызывают в ней процессы регионального метаморфизма и т. п. Такая связь волновода с корой наблюдается под Курило-Камчатской геосинклиналью в форме описанного С. А. Федотовым (1966) канала низких сейсмических скоростей (7,7 *км/сек*), спускающегося на глубину 80 *км*. В то же время с большей глубины поднимаются ультраосновные астенолиты, которые путем рассмотренного выше механизма стремятся разрушить материковую кору, вызывая ее раскалывание и опускание отдельных ее глыб. Эта противоречивость глубинных процессов вызывает усиленную циркуляцию материала в мантии и коре вверх и вниз и является причиной исключительной сейсмической активности по периферии Тихого океана, а также и на островных дугах в Атлантическом и Индийском океанах.

Мы видим, что процесс базификации как бы перешагивает через островные дуги первого типа и, оставляя их позади, распространяется к северу и западу от основной части Тихого океана, приводя к образованию краевых морей. Островные дуги первого типа сохраняются, потому что в них еще продолжается геосинклинальный процесс наращивания материковой коры.

То, что процесс базификации из центральной части Тихого океана распространяется главным образом на запад, где образуются краевые моря, вероятно, не связан ни с какими принципиальными особенностями глубинных процессов. Просто в этих областях тихоокеанской периферии земная кора, а вместе с ней и верхняя мантия были особенно сильно раздроблены в ходе геосинклинального развития. Такое раздробление совершенно очевидно в Индонезийском архипелаге с его сложнейшими структурными изгибами и петлями. Появление поздней Корякско-Камчатской геосинклинали вызвало дополнительное раздробление на северо-западной периферии океана. Различия в развитии геосинклиналей Новой Зеландии и Новой Гвинеи, последовательные тектонические стадии которых проходили в разное время, способствовали усилению раздробления на юго-западе океана. Такая раздробленная тектоносфера, состоявшая из различных по строению и развитию глыб, явилась подходящим объектом для процессов базификации. В то же время противоположная периферия океана (в Кордильерах и Андах) отличается значительно более цельным и единообразным строением. В соответствии с этим и базификация в том

направлении распространилась значительно меньше, хотя часть молодой геосинклинали она и там захватила. Но когда мы обращаемся к участкам периферий тихоокеанского типа в Атлантическом и Индийском океанах, мы снова наблюдаем чрезвычайно бурное развитие процессов базификации и обрушения земной коры, которое привело к образованию Карибского моря и Мексиканского залива. Развитие Средиземного моря с его субокеанической корой в зоне альпийской геосинклинали должно объясниться тем же избирательным характером процессов базификации, использующих преимущественно раздробленную кору. В той же альпийской геосинклинальной зоне лежат Черное море и южная часть Каспийского, где кора также имеет субокеанический характер. М. Е. Артемьев (1966) на основании анализа гравиметрических данных приходит к выводу, что опускание глубоких котловин Средиземного моря наилучшим образом можно объяснить процессами, увеличивающими плотность коры. Таким процессом как раз может быть базификация.

Островные дуги второго типа в некоторой степени аналогичны горстовым хребтам, поскольку и те и другие образуются вдоль разрывов, разделяющих глыбы океанической коры, опущенные на разную глубину. Но с дугами второго типа тесно связаны также глубоководные желоба, а от последних наклонно, почти всюду (за исключением одного участка Меланезии) уходят в сторону соседних материков каналы толщиной 50—200 *км*, к которым приурочены очаги землетрясений. Такие фокальные каналы опускаются на глубину более 700 *км*. Аналогичные каналы, хотя и не такие глубокие, встречаются на периферии и других океанов, там, где последние граничат с молодыми геосинклиналями: в области Индонезийской дуги в Индийском океане и в районах Антильских и Южных Сандвичевых о-вов в Атлантическом океане.

Отсюда можно заключить, что наклонные фокальные каналы не являются специфической особенностью одного Тихого океана. Условием их образования является контакт океана с молодой геосинклиналью. Но и тут существуют ограничения, поскольку каналы обязательно сопряжены с глубоководными желобами, а последние развиты лишь рядом с цепочками действующих вулканов. Например, на окраине Северной Америки от Калифорнии до Аляски нет ни действующих вулканов, ни желобов, ни наклонных каналов, хотя есть молодая геосинклиналь.

Поскольку желоба представляют собой поверхностное выражение наклонного фокального канала и поскольку в строении первых существуют, как мы видели, вполне определенные признаки растяжения, естественно заключить, что и каналы также образовались в обстановке растяжения тектоносферы. Эта точка зрения противоречит обычному взгляду, рассматривающему те же каналы как надвиги материка на океан в условиях горизонтального сжатия. Однако ни надвигов, ни каких-либо иных следов сжатия в строении желобов нет. Единственным свидетельством в пользу сжатия являются данные о механизме сейсмических очагов, которые обычно интерпретируются как указание на сжатие. Мы уже предупреждали выше, что такая интерпретация может не вскрывать истинного механизма движений в очаге, и вернемся к этому вопросу еще раз.

Огромное большинство разломов, возникающих в обстановке дифференциальных вертикальных движений земной коры, вертикальны. Точно так же преимущественно вертикальны и разломы, которые образуются по океаническим периферия тихоокеанского типа и являются непосредственными путями выхода лав на поверхность. Образование наклонных разрывов представляет собой необычное явление и требует специальных объяснений. Возможно, эти разрывы — просто огромные трещины скалывания, возникшие при растяжении тектоносферы. Растяжение могло быть вызвано расширением глубоких частей верхней мантии под влиянием разогревания. Но локализиция этих разрывов, вероятно, была предопределе-

на наклонным положением глубинной границы между верхними мантиями двух разных типов — континентальной и океанической.

Можно предположить, что материал глубоких слоев мантии, подвергшийся плавлению, не поднимается рассеянно всюду, а всплывает сосредоточенно в некоторых местах, образуя как бы колоссальные диапиры. Над ними и происходит процесс базификации и образуются океаны. Склоны таких океанических диапиров могут быть наклонными. Они служат границами между нагретым материалом диапира и более холодной вмещающей мантией. Эта граница, как ослабленная поверхность, могла быть использована при образовании в обстановке растяжения наклонного фокального канала.

Подобные же наклонные поверхности, разделяющие мантии разного состава, должны были образоваться и под периферіями атлантического типа. Но там они не были использованы разрывами, поскольку земная кора на этих периферіях не раздроблена и в тектоносфере не происходит таких дробных глыбовых движений, как на тихоокеанских периферіях. По-видимому, раздробление в верхней части тектоносферы необходимо для образования наклонного глубинного разрыва.

Указывалось, что глубинные разломы вообще следует рассматривать как каналы пониженной вязкости (Люстих, 1961). Вместе с тем следует иметь в виду, что такие каналы могут поддерживаться в действенном состоянии только путем почти постоянных движений или почти непрерывной циркуляции по ним нагретого материала. Как раз последнее и следует предполагать в случае наклонных фокальных каналов. Можно думать, что именно по ним идет массовый нисходящий поток тяжелых эклогитизированных глыб земной коры, являющихся продуктом продолжающейся здесь усиленной базификации. Больше того, само существование желоба, возможно, связано с погружением эклогитовых глыб. Как указывалось, У. Морган (Morgan, 1965) считает, что современная форма глубоководных желобов может быть объяснена погружением крупного тела, несколько более плотного, чем окружающая среда, находящегося на глубине около 100 *км* под поверхностью. Возможно, что аналогичный эффект может быть создан значительным числом погружающихся сравнительно небольших тел с плотностью, заметно превышающей плотность вмещающей мантии.

Эклогитовые глыбы во время опускания по каналу подвергаются частичному плавлению с образованием андезитовой магмы, и благодаря большей концентрации таких выплавок они, объединяясь в крупные тела, всплывают. Таким образом, внутри канала возникает встречное движение: тяжелые эклогитовые глыбы погружаются, а выплавленные из них андезитовые массивы поднимаются. Здесь же поднимаются основные и ультраосновные астенолиты. Между движущимися во встречных направлениях телами, естественно, возникают столкновения и трение, которые мы и рассматриваем как причину землетрясений. Поскольку наиболее вероятно, чтобы легкие поднимающиеся тела оказались в наклонном канале, ближе к его кровле, а тяжелые погружающиеся глыбы — ближе к его подошве, соприкосновения между ними имеют характер надвигания более легкого висячего крыла на более тяжелое лежачее, что и регистрируется при изучении механизма движений в очагах землетрясений и создает впечатление общего «надвигания материка на океан». Таким образом, простой сдвиг, происходящий между трущимися друг о друга массивами параллельно залеганию канала, является первичной дислокацией, а интерпретация ее как результат горизонтального сжатия лишь уводит от истинной природы явления.

Образующийся внутри фокального канала андезит не выделяется там, где наклонный канал выходит наружу, т. е. на внутреннем склоне глубоководного желоба. Еще только приближаясь к поверхности, он попадает в сильно раздробленную зону островных дуг, пронизанную многочислен-

ными вертикальными разрывами, и, поднимаясь по последним, питает лавой вулканы. По таким же разрывам выделяется и базальтовая лава.

На периферии атлантического типа столь бурных явлений не происходит, так как там отсутствует раздробленность в тектоносфере.

Об обрушении материков при излиянии на их поверхность базальта и образовании на месте материков океанов писал более двадцати пяти лет тому назад А. Д. Архангельский (1941). Г. Рамберг (Ramberg, 1945) повторил эту идею. Это было в эпоху, когда почти ничего не было известно о глубинном строении тектоносферы океанов. Из более поздних авторов мы уже упоминали Д. Гиллули (1957), писавшего о «подкоровой эрозии». О ней же в последних работах писал Р. Ван Беммелен применительно к средиземным и краевым морям, а также к Тихому океану (Bemmelen, 1966). В том же духе высказывался К. Хсу (Hsu, 1965). Интересные соображения по этому вопросу принадлежат П. Жидону (Gidon, 1963). А. Рингвуд и Д. Грин (Ringwood, Green, 1966) впервые высказали идею о погружении обломков коры в мантию после их эклогитизации.

Однако, говоря о «подкоровой эрозии», обычно предполагают, что материал верхней мантии движется по крупным конвекционным петлям, отдирая по пути от подошвы коры глыбы, перенося их на большое горизонтальное расстояние и утаскивая их с собой при обратном опускании вниз. *Наша идея заключается в том, что никаких крупных конвекций в мантии вообще нет, что расплавленный материал мантии всплывает вертикально (или наклонно по фокальному каналу) вверх, внедряется в кору, застывает в ней, превращает часть ее в тяжелую метаморфическую породу и вместе с последней так же вертикально (или наклонно по тому же каналу) опускается.* Если и происходят горизонтальные перемещения материала, то только в той мере, насколько это необходимо, чтобы восходящие и нисходящие малые по размеру потоки могли разойтись. Эта рассеянная конвекция, состоящая из тесно расположенных струй малого диаметра, больше отвечает геологическому развитию земной коры, чем обычно предполагаемые огромные конвекционные потоки с горизонтальным переносом в тысячи километров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Какую же общую картину развития океанических бассейнов мы можем нарисовать, если примем изложенную точку зрения?

В течение большей части геологического времени развитие тектоносферы Земли шло в сторону дифференциации ее вещества. В процессе медленного разогревания земного шара внутренними радиоактивными источниками тепла из верхней мантии выплавлялись базальты, а в результате дальнейшей дифференциации обособлялся и кислый материал. Так формировалась материковая земная кора. Процесс ее образования теснейшим образом связан с развитием геосинклиналей, так как именно в них идет образование толстой материковой коры в результате как приноса материала снизу из мантии, так и регионального метаморфизма и гранитизации. Когда на заре геологической истории, в архее, геосинклинальные условия были распространены почти повсеместно, так же широко был распространен и процесс формирования материковой коры. Позже он сосредоточивался в становившихся все более узкими геосинклинальных зонах. Но, вероятно, уже в архее земной шар был весь более или менее равномерно покрыт материковой корой, которая в дальнейшем лишь увеличивалась в мощности.

Такое состояние продолжалось до конца палеозоя. В течение всего этого времени на поверхности Земли не было океанов в современном их облике. На материковой коре существовали лишь эпиконтинентальные морские бассейны.

Перелом наступил в конце палеозоя — начале мезозоя. В процессе дальнейшего радиоактивного разогревания недр в глубоких слоях верхней мантии стали появляться очаги полного расплавления. Разогретый материал, находящийся под менее нагретыми верхними слоями мантии, оказался в неустойчивом состоянии и начал концентрироваться в виде огромных диапиров под теми местами поверхности, где сейчас расположены океаны. Почему он выбрал для своей концентрации именно эти места, неизвестно. Следует думать, что на выбор повлияло распределение крупнейших разломов, рассекавших тектоносферу.

Началась эпоха преобразования коры в этих местах. Ультраосновной и основной материал из разогретой мантии поднимался многочисленными восходящими потоками к коре, внедрялся в нее и изливался на ее поверхность. Застывший ультраосновной материал вместе с утяжеленными, подвергшимися эклогитизации глыбами коры погружался обратно в мантию и растворялся в ней. В результате происходило полное обновление коры: на месте материковой образовалась кора океанического типа. Это было сопряжено с опусканием поверхности твердой коры и с выделением воды, заполнявшей образовавшиеся депрессии. Весь этот процесс обновления коры в основном закончился в начале нижнего мела, когда вулканические процессы, развивавшиеся перед этим в пределах океанов повсеместно, сосредоточились в значительно более ограниченных зонах.

Там, где океан наложился на мезо-кайнозойскую платформу, его образование и опускание шло от периферии к оси. Это лучше всего видно на примере Атлантического океана, восточная и западная окраины которого были втянуты в опускание и достигли последней степени базификации раньше, чем осевая его зона. Последняя занята Срединно-Атлантическим хребтом, в пределах которого процесс базификации продолжается до сих пор. Рифтовую долину мы можем рассматривать как зону на этом хребте, в которой базификация продвинулась дальше всего. На периферии Атлантического океана происходило медленное прогибание шельфа, фундамент которого все более наклонялся в сторону океана. Прогибание временами нарушалось откалыванием и более быстрым погружением отдельных участков шельфа, удаленных от берега. Таким образом, океанические котловины разрастались в сторону берега за счет шельфа. Но в целом океан не расширялся за счет прилегающих материков: его границы оставались фиксированными и только дно прогибалось.

Аналогичным образом протекало развитие в Индийском океане, где к тому же сохранились мелкие реликты континентальной коры в разных степенях разрушения.

В Тихом океане прогибание началось с центральной части. Она была уже покрыта слоем воды в 3—3,5 *км* к тому времени, когда на вершинах вулканов, возникших в эпоху «великого вулканического обновления», начали спокойно отлагаться осадки. Означает ли это, что и раньше, до «обновления», на месте центральной части Тихого океана уже существовало довольно глубокое море или же опускание произошло уже в процессе «обновления» (которое могло начаться в конце палеозоя), мы не знаем. В продолжение всей дальнейшей геологической истории прогибание продолжалось и при этом оно быстро захватило и те области, которые сейчас лежат на периферии океана. Повсеместно в процессе своего прогибания океаническая кора разбивалась на глыбы, по границам между которыми образовались горстовые хребты. Некоторые разломы между глыбами продолжались на соседние материки.

Нам неизвестно, каков был тектонический режим центральной части Тихого океана до «обновления». Весьма возможно, что там находилась платформа. Но она была окружена широкой геосинклиналью, развивавшейся в течение всей геологической истории. Это обстоятельство наложило весьма существенный отпечаток на характер процессов, когда расширявшаяся океаническая впадина своими краями достигла геосинклинали. Раздробленное строение земной коры и подстилающих слоев мантии привело к тому, что опускание на периферии происходило не плавно, как на периферии атлантического типа, а по разрывам, ступенчато, глыбами. Поскольку с геосинклинальным режимом связана магматическая мобилизация недр и под геосинклиналью всегда существуют очаги магмы, растрескивание коры и смещения по разломам сопровождались усиленным вулканизмом.

Над разломами, ограничивавшими отдельные опускающиеся глыбы, вырастали цепочки вулканов в виде островных дуг второго типа. Их изогнутая форма связана, по-видимому, с механизмом растрескивания и подчиняется тем условиям, которые были исследованы М. В. Гзовским (1953), тогда как изгибы по простиранию геосинклинальных структур островных дуг первого типа не отличаются от дугообразной формы многих других геосинклиналей.

В отличие от периферий атлантического типа, на тихоокеанских периферии происходит захват океаном участков, бывших ранее сушей. Идет разрастание океана за счет прилегающих материков. Этот процесс продолжается буквально до наших дней: срезанию и обрушению подверглись самые молодые структуры, и возраст последних крупных обрушений на периферии Тихого океана плейстоценовый. В процессе такого

наступления океана на материк образовались окраинные моря на севере и западе Тихого океана, погружение которых датируется неогеном. Распространение вширь процессов базификации коры можно поставить в связь с той же геосинклинальной раздробленностью коры, способствовавшей проникновению в кору ультраосновных и основных пород и дальнейшему расчленению ее и погружению отдельными глыбами.

На периферии Тихого океана происходит столкновение двух встречных процессов — продолжающегося геосинклинального, направленного в сторону дифференциации и дальнейшего утолщения континентальной коры, и нового процесса базификации, направленного к разрушению континентальной коры. Этот конфликт является причиной исключительно сильной сейсмической активности всей периферии Тихого океана.

И в других океанах на тех участках их периферий, которые имеют тихоокеанский характер, развитие идет тем же путем, что и на периферии Тихого океана: здесь также происходят глыбовое обрушение коры и захват базификацией новых участков суши. В послемезозойское время образуются Карибское море и Мексиканский залив, базификация проникает в раздробленную Средиземноморскую геосинклинальную зону.

С развитием тихоокеанских периферий связано формирование наклоненных под материк каналов, в пределах которых сосредоточиваются очаги глубоких землетрясений. Предполагается, что в этих каналах идет усиленная циркуляция материала: тяжелые глыбы коры опускаются, а выплавляемый из них андезит и базальтовые астенолиты поднимаются и питают вулканы островных дуг второго типа. Эти каналы приурочены к границе между относительно холодной материковой мантией и относительно нагретой океанической. Аналогичная граница на периферии атлантического типа не имеет такого выражения, поскольку там нет дифференцированных тектонических движений. Если на тихоокеанских периферии, в связи с наличием указанного канала, опускание тяжелых глыб коры и подъем выплавленного андезита происходят сосредоточенными потоками, то на атлантических те же процессы идут рассеянно и в результате выплавляемый андезит «размазывается» в мантии и не имеет возможности аккумулироваться в массы, достаточно крупные для того, чтобы они могли всплывать с заметной скоростью.

Следовательно, сменяя повсеместный процесс дифференциации вещества в мантии Земли на обширных пространствах, ныне занятых океанами, произошел и продолжается обратный процесс гомогенизации, связанный с дальнейшим разогреванием недр. В этом процессе ранее выделенная из мантии континентальная кора снова поглощается мантией. В связи с этим последняя под океанами содержит больше радиоактивных элементов, чем под материками, и имеет более высокую температуру, что, в частности, приводит к существованию в ней более мощного волновода.

На материках процесс дифференциации, протекающий в геосинклиналях, приводит к относительной устойчивости, когда образуются кристаллические массивы с мощной гранито-гнейсовой корой.

Процесс гомогенизации также приводит к состоянию, которое оказывается устойчивым при данных термодинамических условиях. С таким состоянием мы встречаемся в океанических котловинах, которые, по-видимому, отвечают конечной при данных условиях стадии гомогенизации. И подобно тому как в геосинклиналях на материках еще продолжаются процессы дифференциации, в океанах процессы базификации продолжаются в срединных океанических хребтах (а также на тихоокеанских периферии). Поэтому можно увидеть некоторую аналогию между геосинклиналями и срединными океаническими хребтами; и те и другие являются зонами активного развития процессов преобразования земной коры. Но идут эти процессы в противоположных направлениях; в сторону гранити-

зации в одном случае и базификации — в другом. Континенты и океаны противостоят друг другу как области принципиально различной направленности глубинных геологических процессов. Это обстоятельство требует особого подхода к решению проблем геологии океанов, отличного от того, к которому привыкли геологи, работая на материках.

Превращение материковой коры в океаническую ставит вопрос о возможности нахождения реликтов материковых структур на дне океана. Такие реликты существуют там, где базификация не зашла слишком далеко. Мы отмечали их в краевых морях Тихого океана и в Средиземном море в форме элементов рельефа дна, продолжающих тектоническую структуру прилегающих участков суши. С углублением моря, что отвечает дальнейшему развитию базификации, связи между рельефом дна и наземной структурой ослабевают. По крайней мере некоторые «микроконтиненты» Индийского океана обнаруживают в своем глубинном строении остатки материковых элементов. То же можно предполагать для Исландии.

В более общем плане чрезвычайно большой интерес представляет указание Ю. М. Шейнманна (1966б) на то, что Атлантический океан от Гибралтара к Антильским о-вам пересекается (по сообщению М. М. Иванова) полосой магнитного поля, характерного для альпийской геосинклинали. Вполне естественно предположить, что альпийские геосинклинали Карибского и Средиземного морей до образования Атлантического океана соединялись между собой. Поворот геосинклинальных структур в Центральной Америке и на севере Южной Америки соответствует этому предположению. Ему не противоречит дуга Малых Антильских о-вов, представляющая собой молодую островную дугу второго типа, образовавшуюся уже одновременно с процессом формирования океана.

Весьма соблазнительно было бы толковать и район Южных Сандвичевых о-вов как участок широтной геосинклинали альпийского цикла, которая ранее опоясывала земной шар вдоль оси Южного океана, проходя между Африкой и Австралией, с одной стороны, и Антарктидой — с другой. Но никаких данных в подкрепление этого предположения, кроме изгиба в районе указанных островов, нет. Поскольку океанизация началась повсеместно не позже мела, альпийские геосинклинали, если таковые существовали на месте современных океанов, могли быть представлены только первыми стадиями своего развития.

Следует подчеркнуть, что срединные океанические хребты совершенно не совпадают с теми зонами, в которых можно было бы предполагать былое существование геосинклиналей. Хребты представляют собой совершенно новые образования, наложенные на всю предыдущую структуру так же, как наложенными являются и океаны в целом. Накопленный за последние полтора десятилетия материал отчетливо показал, что прежние попытки автора видеть в срединных океанических хребтах продолжение наземных геосинклиналей (Белоусов, 1954) были ошибочными.

На рис. 74 изображена наша гипотетическая схема глубинных процессов. Частично ее содержание было изложено уже в книге, посвященной земной коре и верхней мантии материков (Белоусов, 1966).

Рассматривая схему слева направо, мы прежде всего видим изображение геосинклинали с выделением внутри нее различных зон, находящихся в разных стадиях развития. Зоны, обозначенные цифрой *I*, являются интрагеосинклиналями, находящимися в доинверсионной стадии развития. С вершин высоких выступов волновода отделяются астенолиты пересыщенных и насыщенных базальтов, которые появляются на поверхности главным образом в форме излияний.

Под цифрой *II* изображена стадия начала инверсионного роста центрального поднятия, когда мощный поток магматической эмульсии и выделяющихся из нее астенолитов прогревает кору и в ней развиваются

региональный метаморфизм и явления проплавления. Остаточный материал в виде антиастенолитов опускается в волновод. На следующей стадии (*III*) сообщение между волноводом и корой еще более усиливается, прогревание коры и процессы регионального метаморфизма достигают своей кульминации, происходят гнейсификация и гранитизация. Под цифрами *IV* и *V* показаны заключительные стадии развития центральных поднятий, которые раскалываются, и по разрывам выбрасывается дифференцированная лава из магматических очагов, сохранявшихся в коре со времени образования гранито-гнейсового «панциря». Прекращение непосредственной связи между волноводом и корой и остывание недр ведут к образованию в нижних слоях коры эклогитов, которые глыбами тонут в мантии. В волноводе скапливаются и погружаются антиастенолиты. Срединный массив в геосинклинали характеризуется более спокойным поведением волновода, образующим лишь небольшие выступы. Магма, отделяющаяся от магматической эмульсии на более глубоком уровне, чем в предыдущих случаях, носит щелочной характер.

На первом участке схемы, посвященном платформе, показано, что верхняя часть волновода перестала быть активной либо в результате исчерпания ее «базальтовых ресурсов», либо в силу того общего охлаждения верхних слоев верхней мантии, о котором неоднократно писалось (Любимова, 1958; Белоусов, 1960, 1966). Щелочная магма выделяется из более глубоких горизонтов волновода, сохранивших свою активность. В подошве волновода скопились антиастенолиты, образовав поверхность механической неустойчивости.

Области тектонической активизации подразделяются на зоны плато-базальтов и активизации тянь-шаньского и тибетского типов. В этих областях предполагаются более высокие температуры в тектоносфере. Ее разогревание ведет к возникновению очагов полного плавления в перидотите верхней мантии под волноводом, образованию диапировых внедрений перидотита сквозь слой антиастенолитов в волновод и прогреванию последнего. В результате активность в его верхних слоях возобновляется. Плато-базальты изливаются там, где кровля волновода приподнята на обширной площади и где от нее спокойно отделяются астенолиты высокоглиноземистых толеитов. Такое представление о механизме активизации позволяет видеть в ней как бы новую ступень к базификации и океанизации. В зоне тянь-шаньского типа активизации рельеф волновода оказывается более дифференцированным и условия сходны с геосинклинальными, вплоть до некоторого нового прогревания коры и возобновления в ней местных процессов регионального метаморфизма и гранитизации. Тибетский тип активизации ближе по глубинным условиям к зонам развития плато-базальтов, но предполагается, что кровля волновода в этом случае поднимается вплоть до подошвы коры.

Далее изображены снова спокойные условия платформы с потерявшими активность верхними слоями волновода, что особенно выражено под щитом, где активный волновод почти вовсе отсутствует.

Наконец, еще правее изображены глубинные условия областей базификации и образования океанической коры на месте континентальной. Этот процесс развивается в условиях еще большего разогревания мантии, чем в зонах тектонической активизации, и продолжает ту же линию развития в сторону повышения температур в глубоких слоях верхней мантии. С повышением температуры связаны плавление ультраосновного материала мантии, происходящее, вероятно, на глубинах 500—700 *км*, и возникновение энергичной рассеянной конвекции, разрушающей кору и перемешивающей ее материал с материалом верхней мантии на глубину до 400 *км*. На периферии тихоокеанского типа базификация сталкивается с геосинклинальным процессом. Более полное объяснение этой части схемы содержится выше.

ABSTRACT

During the greater part of the geological time the development of the Earth's tectonosphere progressed in the direction of the differentiation of its matter. In the process of slow warming up of the globe by inner radioactive sources of heat the basalts are melted from the upper mantle, while as the result of further differentiation the acid material is also subtracted. The continental crust of the Earth was thus formed. The process of its formation is closely associated with the development of the geosynclines, since it is right there that the formation of the thick continental crust is effected as the result of the inflow of material from below out of the mantle and also as the result of the regional metamorphism and granitization. At the start of the geological history in the Archean the geosynclinal conditions were distributed almost everywhere, as well as the process of formation of the continental crust. Later it was concentrated in the geosynclinal zones which became more and more narrow. But, perhaps, already in the Archean the Earth was more or less regularly covered by the continental crust which later only increased in thickness.

This state was maintained till the end of the Paleozoic. During all this time there were no oceans in their modern aspect on the Earth's surface. Only epicontinental sea basins existed on the continental crust.

The change took place in the end of the Paleozoic — the beginning of the Mesozoic. In the process of further radioactive heating of the interior of the globe in the deep layers of the upper mantle the foci of complete fusion started to appear. The heated material, located beneath less heated upper layers of the mantle, was in unstable state and started to concentrate in the form of large diapires under those areas of surface where the oceans are now located. Why this material chose for its concentration those particular places is unknown. Perhaps the choice was influenced by the distribution of large faults dissecting the tectonosphere.

The epoch of transformation of the crust in these places has started. The ultra-basic and basic material from the heated mantle rose up in numerous ascending streams to the crust, intruded into it and flowed onto its surface The solidified ultra-basic material together with heavier eclogitized crustal blocks submerged back into the mantle and dissolved in it. The complete rennovation of the crust resulted: in place of the continental crust the crust of the oceanic type was formed. This was associated with the sinking of the surface of the solid crust and with the exudation of water which filled all the formed depressions. The whole process of crustal rennovation was mainly accomplished in the beginning of the Lower Cretacous when the volcanic processes, developed earlier everywhere within the oceans, were concentrated in considerably limited zones.

In places where the ocean was superimposed on the Meso-Cenozoic platform its formation and sinking developed from the periphery to the axis. This is most conspicuous in the Atlantic Ocean, the eastern and western margins of which were involved into sinking and rea hod the last stage of basification earlier than its axial zone. The latter is covered by the Mid-Atlantic Ridge within which the process of basification is still going on. We can consider the rift valley as a zone on this ridge where the basification ad-

vanced further than in other places. On the periphery of the Atlantic Ocean a slow bending of the shelf occured, the foundation of which tilted more and more towards the ocean. The subsidence was sometimes violated by breaking off and more rapid sinking of separate part of the shelf located far from the shelf. Thus the oceanic basins developed towards the coast at the expense of the shelf. But on the whole the ocean did not expand due to the adjoining continents: its boundaries remained fixed and only the bottom subsided.

The development in the Indian Ocean was similar, besides there remained small relicts of the continental crust in various stages of destruction.

In the Pacific the subsidence started from the central part, which was already covered by a layer of water 3—3.5 km deep by the time when on the tops of volcanoes which appeared in the epoch of «great volcanic rennovation» the sediments started to be quietly deposited. We do not know whether this means that earlier before the «rennovation», in place of the central part of the Pacific a rather deep sea existed of the subsidence occured in the process of «rennovation» (which could have started in the end of the Paleozoic). During the whole further geological history the subsidence continued and at the same time it quickly extended to those regions which are now lying on the periphery of the ocean.

Everywhere in the process of subsidence the oceanic crust divided into blocks along boundaries between which the horst ridges were formed. Some faults between the blocks continued to the neighbourig continents.

We do not know what was the tectonic regime in the central part of the Pacific before the «rennovation». It is quite possible that there was a platform. But it was surrounded by a wide geosyncline which developed during the whole geological history. This circumstance had certain influence on the character of processes when the edges of the extending oceanic basin reached the geosyncline. The block structure of the Earth's crust and of the underlying layers of the mantle resulted in the subsidence along the periphery which occured not smoothly as on the peripheries of the Atlantic type, but along faults, stepwise, by blocks. Since the geosynclinal regime is associated with the magmatic mobilization of the interior and there are always magma foci under the geosyncline, the cracking of the crust and displacement along faults were accompanied by more active volcanism. Above the faults, which bordered the separate sinking blocks, the chains of volcanoes appeared as island arcs of the second type. Their curved form is perhaps connected with the mechanism of cracking and follows the regularities studied by M. V. Gzovsky (1953), while the arcs along the strike of geosynclinal structures of island arcs of the I type do not differ from the arclike forms of many other geosynclines.

In contrast to the periphery of the Atlantic type the Pacific peripheries experience encroachment of the ocean on areas which earlier were land areas. The ocean expands at the expense of the surrounding continents. This process continues literally to our days: the truncation and collapse occurs to young structures and the age of the last large collapses on the Pacific periphery is dated by the Pleistocene. In the process of such advancement of the ocean on the continent the marginal seas were formed on the north and west of the Pacific, the subsidence of which is dated by the Neogene. The expansion of the process of crustal basification can be associated with the mentioned geosynclinal fragmentation of the crust which enhanced the penetration of ultrabasic and basic rocks into the crust and its further dismemberment and subsiding by separate blocks.

On the periphery of the Pacific Ocean two counterprocesses collide: the continuing geosynclinal, directed towards differentiation and further thickening of the continental crust, and the new process of basification, causing destruction of the continental crust. This conflict is the cause of extremely strong seismic activity of the whole Pacific periphery.

In other oceans on these parts of their peripheries which are of the Pacific type, the development proceeds in the same way as on the Pacific periphery: here also the block collapses take place and basification covers new areas of land. The Caribbean Sea and the Gulf of Mexico were formed in the Post-Mesozoic time, basification penetrated into the dismembered Mediterranean geosynclinal zone.

The development of the Pacific peripheries is connected with the formation of channels inclined under the continent, within which the foci of deep earthquakes are accumulated. It is suggested that an active circulation of material goes on in these channels: heavy blocks of crust subside, while the andesite and the basalt asthenoliths fused out of them rise and feed volcanoes of the island arcs of the second type. The channels are associated with tho boundary between relatively cold continental mantle and relatively warm oceanic one. A similar boundary on the periphery of the Atlantic type lacks such an expression, as there are no differentiated tectonic movements. If on the Pacific peripheries due to the presence of the indicated channel the sinking of the heavy crustal block and the rising of the fused andesite occur by concentrated flows, on the Atlantic peripheries the same processes are scattered and as the result the fused andesite is «spread» in the mantle and is not able to accumulate into masses large enough to have sufficient buoyancy to rise with notable rate.

Consequently, following the general process of differentiation of matter in the mantle of the Earth on vast territories now covered by oceans the opposite process of homogenesis has started and now still continues. It is connected with further heating of the interior. During this process the continental crust which was earlier extracted from the mantle is again engulfed by the mantle. In this connection the latter under the oceans contains more radioactive elements than under the continents and retains greater temperature, which in particular leads to the existence in it of a much thicker waveguide.

On continents the differentiation process active in the geosynclines results in relative stability when crystalline massives are formed with thick granite-gneiss crust.

The process of homogenesis also leads to the state which proves stable at certain thermodynamical conditions. We observe such stable states in oceanic basins which evidently correspond in these conditions to the final stage of homogenesis. And similar to the process in geosynclines on the continents where the differentiation still continues, in the oceans the basification processes continue in mid-oceanic ridges (as well as on Pacific peripheries). Therefore a certain analogy can be drawn between the geosynclines and the midoceanic ridges: both of them are the zones of active development of the crustal reformation. But these processes develop with different tendencies: towards granitization in one case, and basification it the other. Continents and oceans are opposed to each other as regions of principally different tendencies of deep geological processes. This circumstance needs special approach to the solution of the problem of the geology of oceans which is different to the approach the geologists working on continents are accustomed to.

The transformation of the continental crust into oceanic suggests the problem of possible detection of relicts of continental structures on the ocean bottom. Such relicts exist in places where the basification has not yet progressed too far. They are noted in the marginal seas of the Pacific and in the Mediterranean in the form of bottom relief elements following the tectonic structure of the adjoining parts of land. With deepening of the sea which is related to further development of basification, the connections between bottom relief and land structure attenuate. At least some of the «microcontinents» of the Indian Ocean reveal relicts of land elements in their deep structure. The same can be supposed for Iceland.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1961.

Аверьянова В. Г., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф. и др. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма. Вулканизм и глубинное строение Земли.— Труды Второго вулканологического совещания, т. III. «Наука», 1966.

Адамс Р. Толщина земной коры под плато Кэмпбелл.— В сб.: Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. «Мир», 1965.

Аки К. Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея. Ч. 1 и 2.— В сб.: Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. «Мир», 1965.

Аксенович Г. И., Аронов Л. Е. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд-во АН СССР, 1962.

Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Изостазия. «Наука», 1964.

Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. «Наука», 1966.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолиздат, 1941.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.

Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана.— Труды ГИН АН СССР, вып. 113, 1964.

Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш. Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным.— В сб.: Сейсмические исследования, № 6. «Наука», 1964.

Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Напряженное состояние в очагах землятресений и поле упругих напряжений Земли.— Физика Земли, № 6, 1967.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1955.

Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1956.

Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез.— Сов. геология, № 7, 1960.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1962.

Белоусов В. В. О тектонике Анд.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 38 (2), 1963а.

Белоусов В. В. О некоторых задачах изучения строения и развития земной коры и верхней мантии.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 2, 1963б.

Белоусов В. В. Современные проблемы геотектоники. Чтения им. В. И. Вернадского. V. Изд-во АН СССР, 1963в.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.

Белоусов В. В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов.— Геотектоника, № 1, 1967.

Белоусов В. В., Гзовский М. В., Горячев А. В. О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, 26 (1) и (2), 1951.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Сов. геология, № 10, 1960.

Белоусов И. М. О рельефе дна северо-западной части Индийского океана.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. «Наука», 1964.

Белоусов И. М. Батиметрическая карта северо-западной части Индийского океана.— В сб.: Океанологические исследования, № 13. «Наука», 1965.
Беммелен Р. В., Ван. Горообразование. ИЛ, 1956.
Беммелен Р. В., Ван. Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. — В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1966.
Богданов Н. А. Строение палеозоид запада Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, № 2, 1966.
Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1963.
Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Изостазия. «Наука», 1964.
Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий.— Геотектоника, № 3, 1965.
Ботт М. Х. П. Конвекция в земной мантии и механизм дрейфа материков.— В сб.: Дрейф континентов. «Мир», 1966.
Буртман В. С. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг. Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 139, 1965.
Вакье В. Магнитные данные о горизонтальных смещениях ложа Тихого океана.— В сб.: Дрейф континентов. «Мир», 1966.
Вегенер А. Происхождение материков и океанов. ГИЗ, 1924.
Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— Физика Земли, № 9, 1965.
Венинг-Мейнец Ф. А. Пластическое впячивание земной коры: происхождение геосинклиналей.— В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1962.
Войси А. Х. Некоторые замечания к гипотезе дрейфа континентов.— В сб.: Дрейф континентов. «Мир», 1966.
Вуд Б., Гриили Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. ИЛ, 1963.
Гайнанов А. Г., Тулина Ю. В., Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Соловьев О. Н. Комплексная интерпретация материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В сб.: Сейсмические исследования, № 6. «Наука», 1965.
Гейскелл Т. Ф. Сейсмическая структура глубоководных участков океанического дна.— В сб.: Рельеф и геология дна океанов. «Прогресс», 1964.
Геологическая карта мира. Изд. ГУГК, 1966.
Геология Арктики. Доклады на I Международном симпозиуме по геологии Арктики. «Мир», 1964.
Геология Кореи. «Недра», 1964.
Геология Советской Арктики.— Труды НИИГА, 81, 1957.
Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Гидрогеология Марокко. XIX Междунар. Геол. конгресс. Региональные серии. ИЛ, 1955.
Гончаров В. П., Михайлов О. В. Геоморфология дна Средиземного моря. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Гзовский М. В. Волнистость простирания крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1953.
Горячев А. В. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. Статья 1. История колебательных движений.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 40 (1), 1965.
Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. «Наука», 1966.
Гурарий. Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным.— Труды ГИН АН СССР, вып. 98, 1963.
Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Некоторые данные о строении верхней мантии Земли и общая схема изостазии.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов Изостазия. «Наука», 1964.
Гутенберг Б. Скорость распространения сейсмических волн в земной коре.— В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Гутенберг Б., Рихтер Ч. Ф. Сейсмичность Земли. ИЛ, 1948.
Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле «Бигль». Изд-во АН СССР, 1941.
Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Итоги изучения геологического строения земной коры в Центральной Арктике геофизическими методами.— Проблемы Арктики и Антарктики, № 11, 1962.

Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Строение земной коры в Арктике — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. «Наука», 1964.
Джонсон Дж. Л., Бейтс Ч. К. Тектоническое строение дна Гренландского моря и прилегающих к нему районов. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Дикси Ф. Великие Африканские разломы. ИЛ, 1959.
Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна.— В сб.: Дрейф континентов. «Мир», 1966.
Дмитриев Л. В. Петрохимия интрузивных пород рифтовых долин Индийского океана. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. «Мир» 1966.
Дю Тойт А. Геология Африки. ИЛ, 1957.
Емельянов Е. М., Михайлов О. В., Москаленко В. Н., Шимкус К. М. Основные черты тектонического строения дна Средиземного моря.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. «Наука», 1964.
Жданов В. В. О двух типах земной коры без «гранитного слоя» на севере Балтийского щита.— Сов. геология, № 5, 1965.
Живаго А. В. Геоморфология и тектоника дна Южного океана.— В сб.: Океанологические исследования, № 13. «Наука», 1965.
Зверев С. М., Мерклин Л. Р. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба.— Геотектоника, № 5, 1966.
Зверев С. М., Тулина Ю. В. Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги.— В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли. «Наука», 1966.
Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, 1954.
Йодер Г. С. мл., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», 1965.
Канаев В. Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. «Наука», 1964.
Канаев В. Ф., Марова Н. А. Батиметрическая карта северной части Индийского океана.— В сб.: Океанологические исследования, 13. «Наука», 1965.
Ковылин В. М., Непрочнов Ю. П. Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1965.
Колотухина С. Е. Стратиграфия докембрия Африканской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 39 (2) 1964.
Кинг Л. Основы палеогеографии Гондваны в верхнем палеозое и мезозое.— В сб.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, 1963.
Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.
Кокс А., Долл Р. Обзор палеомагнетизма.— В сб.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, 1963.
Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 38 (4), 1958.
Косминская И. П. Классификация структур земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. Совещ. по сейсмологии, № 15, 1963.
Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1963.
Крестников В. Н., Нерсесов И. Д. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.—Сов. геология, № 11, 1962.
Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1954.
Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— Сов. геология, № 5, 1961.
Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 134, 1965.
Кюнен Ф. Х. Возраст одного бассейна Средиземного моря.— В сб.: Рельеф и геология дна океанов. «Прогресс», 1964.
Лансет М. Дж., Юинг М., Юинг Дж. Сейсмические исследования мощности осадков и строения дна Индийского океана. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Латынина Л. А. Тепловая конвекция в оболочке Земли.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1958.
Лебедев А. П. О явлениях базификации и их петрогенетическом значении. Магматические формации.— Труды Третьего Всесоюз. петрограф. совещания. «Наука», 1964.
Левин Б. Ю., Маева С. В. О термической истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1960.

Леонов Г. П. Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов.— Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Гондвана. Изд-во АН СССР, 1964.
Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. Изд-во МГУ, 1963.
Лившиц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне тихоокеанского кольца.— Геология и геофизика, № 1, 1965.
Литвин В. М. Геоморфология Срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях и его связь со Срединно-Атлантическим хребтом. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Лутц Б. Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах.— Геология рудных месторожд., №. 5, 1965.
Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 33 (4), 1958.
Лопес В. М. Венесуэла. Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, 1959.
Люстих Е. Н. О конвекции в оболочке Земли по расчетам Пикериса.— Изв. АН СССР,серия геофиз., № 5, 1957.
Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11, 1959.
Люстих Е. Н. Гипотезы дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения.— Сов. геология, № 6, 1961.
Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Статьи 1 и 2.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 40(1) и 40(2), 1965.
Люстих Е. Н. Послесловие редактора.— В сб.: Дрейф континентов. «Мир», 1968.
Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.— В сб.: Вопросы космогонии, т. 6. Изд-во АН СССР, 1958.
Магницкий В. А. Зонная плавка как механизм образования земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1964.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
Магницкий В. А., Калашникова И. В. Об общей направленности развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1962.
Менард Г. Распространение и происхождение плоских абиссальных зон.— В сб.: Рельеф и геология дна океанов. «Прогресс», 1964.
Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. «Мир», 1966.
Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР, вып. 8. Изд-во МГУ, 1963.
Михно М. Ф. Изучение строения земной коры в северо-западной части Тихого океана методом преломленных волн.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1964.
Мишарина Л. А. О напряжениях в очагах землетрясений Атлантического океана.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10, 1964.
Москалева С. В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксенито-габбровой формации Урала.— Сов. геология, № 5, 1965.
Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 32(5), 1957.
Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии.— Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка, № 12, 1961.
Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1964.
Нагата Т. Магнетизм горных пород. «Мир», 1965.
Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды.— Геология и геофизика, № 5, 1964.
Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, 125, № 5, 1959а.
Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования на морях и океанах (обзор). Итоги науки. Достижения океанологии. 1. Успехи в изучении океанических глубин. Изд. АН СССР, 1959б.
Непрочнов Ю. П. Строение земной коры в Индийском океане. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Михно М. Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. «Наука», 1964.
Объяснительная записка к тектонической карте Австралии.— В сб.: Вопросы геологии Австралии. «Мир», 1965.
Ог Э. Геология, т. 1. ГНТГГИ, 1932.
Олссон А. А. Колумбия. Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, 1959.
Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, 1959.
Палеомагнетизм. ИЛ, 1962.
Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. Изд-во АН СССР, 1963.
Петелин В. П. Твердые породы глубоководных желобов юго-западной части Тихо-

го океана.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. «Наука», 1964.
Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. «Наука», 1964.
Петрушевский Б. А. К истории развития зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 41(1), 1966.
Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая.— Труды ГИН АН СССР, вып. 108, 1964.
Пресс Ф. Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея. Ч. 1 и 2.— В сб.: Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. «Мир». 1965.
Проблемы перемещения материков. ИЛ, 1963.
Пущаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1960.
Пущаровский Ю. М. Очерки строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца.— Труды ГИН АН СССР, вып. 89, 1963.
Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, № 6, 1965.
Пущаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 139, 1965.
Пущаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца.— Труды ГИН АН СССР, вып. 89, 1963.
Резанов И. А. О дрейфе континентов по палеомагнитным данным.— Сов. геология, № 4, 1961.
Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
Рейнольдс Д. Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации.— В сб.: Проблемы образования гранитов, № 2. ИЛ, 1950.
Рэйт Р. У. Сейсмические исследования методом преломленных волн в районе Индонезийской островной дуги. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Рейтт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г. Желоб Тонга.— В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Ридель У. Р., Брамлет М. Н. Третичные осадки на дне Индийского океана. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. ИЛ, 1963.
Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— Проблемы тектоники. Госгеолтехиздат, 1961.
Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.
Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Изд. 2-е. Техтеоретиздат, 1955.
Салтыковский А. Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов.— Сов. геология, № 10, 1962.
Смуликовский К. Проблемы образования эклогитов. Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. «Наука», 1964.
Соболевская В. Н. К вопросу о положении альпийской складчатой системы островов восточного обрамления Австралии в «Тихоокеанском кольце» и кольцо Гондваны.— Геотектоника, № 5, 1966.
Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1963.
Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960.
Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Наука», 1964.
Субботин С. И. Строение земной коры впадины Черного моря и схема ее формирования.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 1(12), 1965.
Тараканов Р. З. Годографы волн P и $S-P$ и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило-Японскими землетрясениями.— Физика Земли, № 7, 1965.
Тейхерт К. Австралия и Гондвана.— В сб.: Вопросы геологии Австралии. «Мир», 1965.
Телье Е. О некоторых важнейших вопросах исследования палеомагнетизма.— Сов. геология, № 4, 1964.
Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1958.

Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии. Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана.— Труды ГИН АН СССР, вып. 113, 1964.
Тихонов В. И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг. Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 139, 1965.
Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов.— Докл. АН СССР, 130, № 3, 1960.
Томсон А., Эвисон Ф. Толщина земной коры Новой Зеландии.— В сб.: Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. «Мир», 1965.
Удинцев Г. Б. Исследования рельефа дна морей и океанов. Итоги науки. Достижения океанологии. 1. Успехи в изучении океанических глубин. Изд-во АН СССР, 1959.
Удинцев Г. Б. Тектоника дна морей и океанов на тектонической карте Евразии.— Междунар. геол. конгресс. XXII сессия, 1964. Доклады сов. геологов. Геология дна океанов и морей. «Наука», 1964.
Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования, № 13. «Наука», 1965.
Удинцев Г. Б. и др. Новая батиметрическая карта Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования, № 9. «Наука», 1963.
Удинцев Г. Б. Тектоническая карта Тихого океана. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М. Мощность осадочного покрова и строения земной коры в морях и океанах по результатам сейсмоакустических исследований.— В сб.: Океанологические исследования, № 13. «Наука», 1965.
Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Породы верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Уорзэл Дж. Л., Шербет Г. Л. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков.— В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии с энергетической классификацией близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1963.
Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г.— Труды Второго вулканологического совещания, т. III. «Наука», 1966.
Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1963.
Федотов С. А., Матвеева Н. Н., Тараканов Р. З., Яновская Т. Ю. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1964.
Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— Труды Второго вулканологического совещания, т. III. «Наука», 1966.
Фишер Р. Л., Джонсон Дж., Хейзен Б. С. Простирание основных структур дна в западной части центрального района Индийского океана. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Френсис Т. Дж. Г. Использование сейсмических измерений методом преломленных волн при морских геологических исследованиях в северо-западной части Индийского океана. Тезисы.— Второй междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Харрингтон Х. Аргентина.— В сб.: Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, 1959
Хейзен Б., Тари М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Ч. I. ИЛ, 1962.
Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 1. ИЛ, 1957.
Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. «Мир», 1966.
Хуц Р. Е. Геологическое строение Новозеландского плато по результатам сейсмического профилирования методом преломленных волн. Тезисы.— Второй Междунар. океанолог. конгресс. «Наука», 1966.
Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
Швольман В. А. Тектоника Филиппинского архипелага. Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана.— Труды ГИН АН СССР, вып. 113, 1964.
Шейнманн Ю. М. Великие обновления в тектонической истории Земли.— Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Структура земной коры и деформации горных пород. Изд-во АН СССР, 1960.
Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов.— Сов. геология, № 8, 1961а.
Шейнманн Ю. М. Значение океанов атлантического типа для развития структур Земли.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол.. 36 (2), 1961б.

Шейнманн Ю. М. О живучести мобилистических представлений и их объективном значении.— В сб.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, 1963а.
Шейнманн Ю. М. О значении мобилизма для палеоклиматологии.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 38 (3), 1963б.
Шейнманн Ю. М. О тектонических условиях магмаобразования.— В сборнике, посвященном памяти Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Изд-во АН СССР, 1963в.
Шейманн Ю. М. Возможные связи магмы со строением внешних оболочек Земли.— Труды геохим. конф. «Химия земной коры», посвященной 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского, т. II. Изд-во АН СССР, 1964а.
Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магма. Гектоника, магматизм, закономерности размещения рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1964б.
Шейнманн Ю. М. Длительность перестройки континентальной коры в океаническую (на материале Сев. Атлантики).— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1964в.
Шейнманн Ю. М. Об одной особенности срединных океанических хребтов.— Геотектоника, № 4, 1965.
Шейнманн Ю. М. Еще раз о мобилизме.— Геотектоника, № 2, 1966а.
Шейнманн Ю. М. О возрасте современных структур дна океана. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966б.
Шепард Ф. Земля под морем. «Мир», 1964.
Штилле Г. Тектоническое развитие островного мира Неоавстралии.— Избр. труды. «Мир», 1964а.
Штилле Г. Тектоническое развитие Индокитайского полуострова и островов Юго-Восточной Азии.— Избр. труды. «Мир», 1964б.
Эмери К. О. История подводной окраины Атлантического побережья Соединенных Штатов на протяжении 70 млн. лет. Тезисы.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. «Наука», 1966.
Юинг Дж., Офисер К. Б., Джонсон Х. Р., Эдвардс Р. С. Геофизические исследования в восточной части Карибского моря (Тринидадский шельф, трог Тобаго, Барбадосский гребень, Атлантический океан).— В сб.: Вопросы современной зарубежной тектоники. ИЛ, 1960.
Юинг М., Лэндисмен М. Очертания и строение океанических бассейнов.— В сб.: Океанография, «Прогресс», 1965.
Юинг М., Пресс Ф. Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами. В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Юинг М., Хизен Б. Топографические и геофизические данные о желобе Пуэрто-Рико.— В сб.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Adams R. D. Thickness of the Earth's crust beneath the Pacific — Antractic Ridge.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 7, N 3, 1964.
Aki K., Press F. Upper mantle structure under oceans and continents from Raleigh waves.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 5, N 4, 1961.
Allen C. R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region.— J. Geophys. Res., 67, N 12, 1962.
Allen C. R. Earthquakes and mountains around the Pacific.— Engng Sci. Mag. Calif. Inst. Technol., January, 1963.
Anderson D. L. Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's Mantle.— In: Physics and Chemistry of the Earth, 6, 1965.
Anderson D. L., Toksöz M. Surface waves on a spherical Earth.— J. Geophys. Res., 68, 3483, 1963.
Axelrod D. I. Fossil flores suggest stable not drifting continents.— J. Geophys. Res., 68, N 10, 1963.
Backbone of the Americas. A Symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 2, Tulsa, 1963.
Baker B. H. The rift system in Kenya. East African rift system. Upper Mantle Committee — UNESCO Seminar, Nairobi, April 1965. Nairobi, 1965.
Baker B. H., Miller J. A. Geology and geochronology of the Seychelles Islands.— Nature, 199, 346, 1963.
Bartholomew R. W. Geology of Savusavu Bay, West Vanua Levu. Geol. Surv. Dept Fiji, Bull. 5, Suva, 1959a.
Bartholomew R. W. Geology of the Lautoka Area, North West Viti Levu. Geol. Surv. Dept Fiji, Bull. 2, Suva, 1959b.
Bartholomew R. W. Geology of the Nandi Area, Western Viti Levu. Geol. Surv. Dept Fiji, Bull. 7, Suva, 1960.
Båth M. Grustal structure of Iceland.— J. Geophys. Res., 65, 1793, 1960.
Behrmann R. B. Die geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems.— Geotektonische Forschungen, H. 12, 1958.
Bemmelen R. W., Van. Notes sur la géologie et la volcanisme d'Islande.— Bull. Soc. Belge. geol., paleontol. et hydrol., 64, fasc. 1, 1955.
Bemmelen R. W., Van. The evolution of the Atlantic Mega-Undation.— Tectonophysics, 1, N 5, 1964.
Bemmelen R. W., Van. Mega-Undations as cause of continental drift. Geol. et mijnbouw, Jg. 44, N 9, 1965a.

Bemmelen R. W., Van. The evolution of the Indian Ocean Mega-Undation.— Tectonophysics, 2, N 1, 1965b.
Bemmelen R. W., Van. On Mega-Undations; a new model for the Earth's evolution.— Tectonophysics, 3, N 2, 1966.
Benioff H. Circum-Pacific tectonics. Symposium on the mechanics of faulting.— Internat. Union Geod. Geophys., Ottawa, 1958.
Bentley Ch. R., Worzel J. L. Geophysical investigation in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Pt. X. Continental slope and continental rise south of the Grand Banks.— Bull. Geol. Soc. America, 67, N 1, 1956.
Berckhemer H., Hersey J. B. Some features of the Alpine-Mediterranean orogen. Abstr. 2-d Internat. Oceanogr. Congr., 1966.
Billings M. P. Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.— Amer. J. Sci., 243-A, 40, 1945.
Birch F. Speculations on the Earth's thermal history.— Bull. Geol. Soc. America, 76, N 2, 1965.
Birch F. S., Halunen A. J. Heat-flow measurements in the Atlantic Ocean, Mediterranean Sea and Red Sea.— J. Geophys. Res., 71, N 2, 1966.
Black M., Hill M. N., Laughton A. S., Matthews D. H. Three non-magnetic seamounts off the Iberian coast.— Quart. J. Geol. Soc. London, 120, 477 1964.
Bodvarsson G., Walter G. P. L. Crustal drift in Iceland.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 8, N 3, 1964.
Boer J., de. Geology of the Vicentinian Alps (with special reference to their paleomagnetic history).— In: Geologia Ultraiectina, 11, 1963.
Bott M. H. The deep structure of the Northern Irish Sea. A problem of crustal dynamics. Submarine geology and geophysics.— Colston Papers, N 17, 1965.
Bourcart J., Glangeaud L. Morphotectonique de la merge continentale Nord-Africaine.— Bull. Soc. Geol. France, sér. 6, 4, 751, 1954.
Bowen F. E. Late Pleistocene and recent vertical movement at the Alpine fault.— N. Z. J. Sci. and Technol., Sect. B., 35, N 5, 1954.
Bowin C. O. Magnetic lineation between Carlsberg Ridge and Seychelles Bank, Indian Ocean.— J. Geophys. Res., 71, N 10, 1966.
Bowin C. O., Nalwalk A. J., Hersey j. B. Serpentinized peridotite from the North wall of the Puerto Rico Trench.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 5, 1966.
Broecker W. S. et al. The relation of deep-sea sedimentation rates to variations in climate.— Amer. J. Sci., 258, 429, 1958.
Brooks J. A. Seismic waves velocities in the New Guinea-Solomon Islands region. The crust of the Pacific Basin.— Geophys. Monogr., N 6, Amer. Geophys. Union, 1962.
Bullard E. C. Heat-flow through the floor of the ocean.— Deep-Sea Res., 1, N 2, 1954a.
Bullard E. The flow of heat through the floor of Atlantic Ocean.— Proc. Roy. Soc. A, 222, 408, 1954b.
Bullard E. C. The flow of heat through the floor of the ocean.— In: The Sea, v. 3, Interscience Publ., 1963.
Bullard E. C. The flow of heat through the Earth.— ICSU Rev., 6., 1964.
Bullard E. C., Day A. The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean.— Geophys. J., 4, 282, 1961.
Bullard E. C., Mason R. G. The magnetic field over the oceans.— In: The Sea, v. 3, Interscience Publ., 1963.
Bullard E. C., Maxwell A. E., Revelle R. Heat flow through the deep sea floor.— Advances Geophys., 3, 153, 1956.
Bunce E. T., Crampin S., Hersey J. B., Hill M. N. Seismic refraction observation on the continental boundary west of Britain.— J. Geophys. Res., 69, N 18, 1964.
Bunce E. T., Fahlquist D. A. Geophysical investigations of the Puerto Trench and Outer Ridge.— J. Geophys. Res., 67, N 10, 1962.
Bunce E. T., Hersey J. B. Continuous seismic profiles of the Outer Range and Nares Basin north of Puerto Rico.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 8, 1966.
Bussière P. Etude géologique de l'île de la Reunion. Service géologique. Tananarive, 1959.
Butterlin J. La constitution geólogique et la structure des Antilles. Paris, 1956.
Cann J. R., Vine F. J. An area in the crust of the Carlsberg ridge: petrology and magmatic survey.— Philos. Trans. Roy. Soc. A, 259, 198, 1966.
Carr D. R., Kulp J. L. Age of a Mid-Atlantic ridge basalt boulder.— Bull. Geol. Soc. America, 64, N 2, 1953.
Chatwin C. P. The Hampshire Basin and adjoining areas. British Regional Geology. London, 1948.
Clark S. P., Ringwood A. S. Density distribution and constitution of the mantle.— Rev. Geophys., 2, N 1, 1964.
Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 30, H. 4A, 1939.

Closs H. Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen.— Geol. Rundschau, 53, H. 2, 1964.
Closs H., Behnke Cl. Fortschritte der Anwendung seismischen Methodes der Forschung der Erdkruste.— Geol. Rundschau, 51, H. 2, 1961.
Coats R. R. Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc. The crust of the Pacific Basin.— Geophys. Monogr., N 6, Amer. Geophys. Union, 1962.
Coleman P. J. An introduction to the Geology of the Island of Choiseul in the Western Solomons, 1957. Geol. Survey of the British Solomon Islands Protectorate. Report N 4, 1957—1958b.
Coleman P. j. North-Central Guadalcanal. An interim geological report. Geol. Survey of the British Solomon Islands Protectorate. Report N 2, 1957—1958a.
Cook M. A., Eardley A. J. Energy requirements in terrestrial expansion.— J. Geophys. Res., 66, N 11, 1961.
Crowell J. C. Displacement along the San Andreas Fault, California.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 71, 1962.
Curry D., Murrey Y. W., Whittard W. F. The geology of the Western approaches of the English Channel. III. The globigerina silts and associated rocks. Submarine geology and geophysics.— Colston Papers, N 17, 1965.
Dana J. D. Corals and coral islands. London, 1875.
David T. W. S. Explanatory notes to accompany a new geological map of the Commonwealth of Australia. Sydney, 1932.
Davies D., Francis T. J. G. The crustal structure of the Seychelles Bank.— Deep — Sea Res., 11, 921, 1964.
Dengo G. Geology of the Caracas Region, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. America, 64, N 1, 1953.
Dewey H. South-West England. British regional geology. London, H. M. Stat. off., 1948.
Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 190, 854, 1961.
Dietz R. S. Ocean-basin evolution by sea-floor spreading. The crust of the Pacific Basin.— Geophys. Monogr., N 6, Amer. Geophys. Union, 1962.
Dietz R. S., Menard H. W. Hawaiian swell, deep and arch and subsidence of the Hawaiian Islands.— J. Geol., 61, N 2, 1953.
Dietz R. S., Menard H. W., Hamilton E. L. Echograms of Mid-Pacific Expedition.— Deep-Sea Res., 1, N 4, 1954.
Discussion on the floor of the Atlantic Ocean.— Proc. Roy. Soc. A, 222, N 1150, 1954.
Dobrin M. B., Perkins B., Snavely B. L. Subsurface constitution of Bikini Atoll as indicated by seismic-refraction survey.— Bull. Geol. Soc. America, 60, N 5, 1949.
Dorman J., Ewing M., Oliver J. Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by Rayleigh waves.— Bull. Seism. Soc. America, 50, N 1, 1960.
Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H. Continental margins and geosynclines: the East Coast of North America north of Cape Hatteras.— In: Physics and Chemistry of the Earth, v. III, 1959.
Drake C. L., Girdler R. W. A geophysical study of the Red Sea.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 8, N 5, 1964.
Drake C. L., Worzel J. L., Beckmann W. C. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt IX, Gulf of Maine.— Bull. Geol. Soc. America, 65, 957, 1954.
Du Toit A. L. Our wandering continents. An hypothesis of continental drifting. Edinburgh-London, 1937.
Eardley A. J. Structural geology of North America. 2nd ed. Harper and Row, 1962.
Eaton J. P. Crustal structure from San Francisco, California, to Eureka, Nevada, from seismic refraction measurements.— J. Geophys. Res., 68, N 20, 1963.
Edmunds F. H. The Wealden district. British regional geology. London, H. M. Stat. off., 1948.
Egyed L. A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth.— Geol. Rundschau, 46, H. 1, 1957.
Eiby G. A. The structure of New Zealand from seismic evidence.— Geol. Rundschau, 47, 647, 1958.
Eiby G. A. The New Zealand subcrustal rift.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 7, N 1, 1964.
Emery K. O. Geology of the continental margin off Eastern United States. Submarine Geology and Geophysics.— Colston Papers, N 17, 1965.
Emery K. O. Off shore California basins.— J. Sediment. Petrol., 25, N 2, 1955.
Emery K. O. Shallow submerged marine terraces of Southern California.— Bull. Geol. Soc. America, 69, N 1, 1958.
Emery K. O., Terry R. A. A submarine slope of Southern California.— J. Geol., 64, N 3, 1956.
Engel A. E. J., Engel C. G. Continental accretion and the evolution of North America. Advancing frontiers in geology and geophysics. Hyderabad, 1964.
Engel C. G., Engel A. E. J. Composition of basalt core in Mohole Project (Guadelupe Site).— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 45, 1799, 1961.

Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 76, N 7, 1965.
Engelen G. B. Indications for large scale graben-formation along the continental margin of the Eastern United States.— Geol. en mijnbouw., J. 42, N 3, 1963.
Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C. Turbidity currents and sediments in the North Atlantic.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 36, 489, 1952.
Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C., Wollin G. Sediment deposition in deep Atlantic.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 62, 1955.
Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C. Atlantic deep-sea sediments cores.— Bull. Geol. Soc. America, 72, N 2, 1961.
Erickson G. P., Kulp J. L. Potassium-argon dates on basaltic rocks.— Ann. N. Y. Acad. Sci. 91, 321, 1961.
Ericson D. B., Wollin G. Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean.— Deep-Sea Res., 3, N 2, 1956.
Ewing J. I. The mantle rocks.— In: The Sea, v. 3. Interscience Publ., 1963.
Ewing J., Antoine J., Ewing M. Geophysical measurements in the Western Caribbean See and in the Gulf of Mexico.— J. Geophys. Res., 65, N 12. 1960.
Ewing J., Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 70, N 3, 1959.
Ewing J., Ewing M., Leyden R. Seismic-profiler survey of Blake Plateau.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 50, N 9, 1966.
Ewing J., Luskin B., Robertsand A., Hirshman I. Sub-bottom reflection measurements on the continental shelf, Bermuda Banks, West Indies Arc and in the West Atlantic Basins.— J. Geophys. Res., 65, N 9, 1960.
Ewing J. I., Nafe J. E. The unconsolidated sediments.— In: The Sea, v. 3. Interscience Publ., 1963.
Ewing J. I., Officer C. B., Johnson H. R., Edwards R. S. Geophysical investigation in the Eastern Caribbean Trinidad Shelf, Tobago Trough, Bardados Ridge, Atlantic Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 68, N 7, 1957.
Ewing J., Pichon X., Le., Ewing M. Upper stratification of Hudson Apron Region.— J. Geophys. Res., 68, N 28, 1963.
Ewing J., Worzel J. L., Ewing M. Sediments and oceanic history of the Gulf of Mexico.— J. Geophys. Res., 67, N 6, 1962.
Ewing M. The sediments of the Argentine Basin.— Quart. J. Roy. Astron. Soc., 6, 10, 1965.
Ewing M., Brune J., Kuno H. Surface-wave studies of the Pacific Crust and Mantle. Crust of the Pacific Basin.— Geophys. Monogr., N 6, Amer. Geophys. Union, 1962.
Ewing M., Ericson D. B., Heezen B. C. Sediments and topography of the Gulf of Mexico. Habitat of oil. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, 1958.
Ewing M., Ewing J. Distribution of oceanic sediments.— In: Studies on oceanography, 1964, p. 525—537.
Ewing M., Ewing J. The sediments of the Argentine Basin.— An. Acad. Brasil. Cienc., 37, 31, 1965.
Ewing M., Ewing J., Talwani M. Sediments distribution in the oceans: the Mid-Atlantic Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 75, N 1, 1964.
Ewing M., Heezen B. C. Puerto-Rico Trench. Topographic and geophysical data.— Geol. Soc. America. Spec. Paper, 62, 1955.
Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. I. Geophysical investigations in the submerged Argentine Coastal Plain.— Bull. Geol. Soc. America, 74, N 3, 1963.
Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. I. Sediment distribution in the oceans: the Argentine Basin.— J. Geophys. Res., 69, N 10, 1964.
Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea.—J. Geophys. Res., 70, N 18, 1965.
Ewing M., Pichon X. Le., Ewing J. Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges. 4. Sediment distribution in South Atlantic Ocean and the Cenozoic History of the Mid-Atlantic Ridge.— J. Geophys. Res., 71, N 6, 1966.
Ewing M., Sutton G. H., Officer C. B. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Pt. VI. Typical deep stations, North American Basin.— Bull. Seismol. Soc. America, 44, 21, 1954.
Ewing M., Woolard G. P., Vine A. C. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt. III. Barnegat Bay, New Jersey section.— Bull. Geol. Soc. America, 50, 257, 1939.
Ewing M., Woolard G. P., Vine A. C. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt IV. Cape May, New York section — Bull. Geol. Soc. America, 51, 1821, 1940.
Ewing M., Worzel J. L. Gravity anomalies and structure of the West Indies. Pt. I.— Bull. Geol. Soc. America., N 2, 1954.
Ewing M., Worzel J. L., Ericson D. B., Heezen B. C. Geophysical and geological investigations in the Gulf of Mexico. Pt I.— Geophysics, 20, N 1, 1955.

Ewing M., Worzel J. L., Steenland N. C., Press F. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt V. Woods Hole, New York and Cape May Sections.— Bull. Geol. Soc. America, **61**, N 9, 1950.
Fairbridge R. W. Thoughts about an expanding Globe.— In: Advancing frontiers in geology and geophysics. Hyderabad, 1964.
Fairbridge R. W. The Indian ocean and the status of Gondwanaland. Progr. Oceanogr., **3**, 83, 1965.
Fairbridge R. W. Endospheres and internal coupling.— Ann. N. Y. Acad. Sci., **140**, 133, 1966.
Fisher R. L. The median ridge in the South Central Indian Ocean. The world Rift System. Symposium, Ottawa, 1965. Geol. Surv. Canada, 1966.
Fisher R. L., Hess H. H. Trenches.— In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Fisher R. L., Raitt R. W. Topography and structure of the Peru — Chile Trench.— Deep-Sea Res., 9, 423, 1962.
Flandrin J. Les chaines atlasiques et la bordure nord du Sahara. XIX Congr. Géol. internat. Monogr. régionales. sér. 1, N 14. Alger, 1952.
Forbes R. B. The comparative chemical composition of eclogite and basalt.— J. Geophys. Res., **70**, N 6, 1965.
Foster T. D. Heat-flow measurements in the North-East Pacific and in the Bering Sea.— J. Geophys. Res., **67**, (7), 2991, 1962.
Fourmarier P. Que faut-il penser de la notion de la permanence des océans.— Bull. Soc. belge études géogr., **10**, N 1—2, 1940.
Fox P. J., Heezen B. C. Sands of the Mid-Atlantic Ridge.— Science, **149**, N 3690, 1965.
Francis T. J. G. Seismic refraction measurements in the North-West Indian Ocean.— J. Geophys. Res., **71**, N 2, 1966.
Francis T. J. G., Davies D., Hill M. N. Crustal structure between Kenya and the Seychelles.— Philos. Trans. Roy. Soc. A, **259**, 240, 1966.
Francis T. J. G., Shor G. G. Seismic refraction measurements in the North-West Indian Ocean.— J. Geophys. Res., **71**, N 2, 1966.
Funnell B. M. Studies in North Atlantic geology and paleontology. I. Upper Cretaceous.— Geol. Mag., **101**, N 5, 1964.
Furon R. Esquisse structural provisoire de l'Afrique. Assoc. Services géol. Africains, 1958.
Gansser A. Geology of the Himalayas. Interscience, 1964.
Gass I. G., Smith D. M. The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus.— Philos. Trans. Roy. Soc. A, **255**, N 1060, 1963.
Geer G., de. Kontinentale Niveau-Veränderungen im Norden Europas.— Compt. rend. XI Congr. géol. internat., 1910, fasc. 2, 1912.
Geological reconnaissance of parts of the Central Islands of the British Solomon Islands Protectorate.— Geol. Surv. of the British Solomon Islands Protectorate. Spec. Paper I. Colonial Geology and Mineral Resources, **6**, N 3, 1957.
Geology of Japan. Takai F., Matsumoto T., Toiyama R. (Eds). Univ. Tokyo Press, Tokyo, 1963.
Gervasio F. C. A study of the tectonics of the Philippine Archipelago.— Philippine Geologist, **20**, N 2, 1966.
Gibson I. L. Crustal features and flood basalts.— Tectonophysics, **3**. N 5, 1966.
Gidon P. Courants magmatiques et évolution des continents. Paris, Masson et Co, 1963.
Gilluly J. Atlantic sediments, erosion rates and the evolution of the continental shelf; some speculations.— Bull. Geol. Surv. America, **75**, N 6, 1964.
Girdler R. W. The relationship of the Red Sea to the East African Rift System.— Quart. J. Geol. Soc. London, **114**, N 1, 1958.
Girdler R. W. Initiation of continental drift.— Nature, **194**, N 4828, 1962.
Girdler R. W. Rift valleys, continental drift and convection in the Earth's mantle.— Nature, **198**, N 4885, 1963a.
Girdler R. W. Geophysical studies of Rift Valleys. In: Physics and Chemistry of the Earth, v. 5, 1963b.
Glangeaud L. Histoire géologique de la province d'Alger.— XIX Congr. géol. internat., Monographes régionales, sér. 1, N 25, Alger, 1952.
Glangeaud L. Corrélation chronologique des phénomenes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-africain.— Bull. Soc. géol. France, sér. 6, **4**, 1956.
Glangeaud L. Les transferts d'echelle en géologie et géophysique. Application á la Mediterranèe occidentale, et aux chaines peripacifiques.— Bull. Soc. géol. France, **4**, 912, 1962.
Godby E. A., Baker R. C. Aeromagnetic reconnaissance of the Labrador Sea.— J. Geophys. Res., **71**, N 2, 1966.
Goguel J. Géologie de la France. 3-d ed. Paris, 1961.
Goldberg E. D., Griffin J. J. Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic.— J. Geophys. Res., **69**, N 20, 1964.
Gorai M. Distinction of Paleo-Meso and Neo-Tectogenetic provinces in Japan and the

neighbouring areas and its bearing on the development of island arcs in the Western Pacific. Upper Mantle Symposium, New Delhi, 1964. Copenhagen, 1965.
Gorsline D. S., Emery K. O. Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off Southern California.— Bull. Geol. Soc. America, 70, N 3, 1959.
Gracht V. A. J. M., van der. Theory of continental drift.— Amer. Assoc Petrol. Geologists, Tulsa, 1928.
Graham K. W. T., Helsley C. E., Hales A. C. Determination of the relative positions of continents from paleomagnetic data.— J. Geophys. Res., 69, N 18, 1964.
Green D. H., Ringwood A. E. An experimental investigation of the gabbro eclogite transformation and its petrological applications. Petrology of the Upper Mantle.— Dept. Geophys. and Geochem. Ausral. Nat. Univ., Publ. 444, 1966a.
Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas. Petrology of the Upper Mantle.— Dept Geophys. and Geochem. Austral. Nat. Univ., Publ. 444, 1966b.
Green R. W. S., Hales A. L. Seismic refractions measurements in the South Western Indian Ocean.— J. Geophys. Res., 71, N 6, 1966.
Gregory J. W. The geological history of the Pacific Ocean.— Quart. J. Geol. Soc. London, 86, 72, 1930.
Guilcher A. Continental shelf and slope (continental margin). In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Guzman E. J., Cserna Z. de. Tectonic history of Mexico. Backbone of the Americas. A symposium.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 2, Tulsa, 1963.
Hadley M. L. The continental margin south-west of the English Channel.— Deep-Sea Res., 11, N 5, 1964.
Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains.— Mem. Geol. Soc. America, 64, 1956.
Hamilton W. Origin of the Gulf of California.— Bull. Geol. Soc. America, 72, N 9, 1961.
Healy J. H. Crustal structure along the coast of California from seismic-refraction measurements.— J. Geophys. Res., 68, N 20, 1963.
Heezen B. C. Géologie sous-marine et déplacements des continents.— Colloques internat. Centre Nat. Rech. Scient., 83, 1959.
Heezen B. C. The rift in the ocean floor.— Scient. Amer., Oct. 1960.
Heezen B. C. Submarine topography. McGraw Hill Encyclopedia of Science and Technology. 1960.
Heezen B. C., Bunce E. T., Hersey J. B., Tharp M. Chain and Romanche fracture zone.— Deep-Sea Res., 11, N 1, 1964.
Heezen B. C., Drake Ch. L. Gravity tectonics, turbidity currents and geosynclinal accumulations in the continental margin of Eastern North America. Lamont Geol. Observ. Contrib., N 673, 1963.
Heezen B. C., Ewing M. The Mid-Oceanic ridge and its extension through the Arctic Basin. In: Geology of the Arctic. Univ. Toronto Press, 1961.
Heezen B. C., Ewing M. The Mid-Oceanic ridge.— In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Heezen B. C., Ewing M., Johnson G. L. The Gulf of Corinth floor.— Deep-Sea Res., 13, N 3, 1966.
Heezen B. C., Gerard R. D., Tharp M. The Vema fracture zone in the Equatorial Atlantic.— J. Geophys. Res., 69, N 4, 1964.
Heezen B. C., Glass B., Menard H. W. The Manihiki Plateau.— Deep-Sea Res., 13, 445, 1966.
Heezen B. C., Laughton A. S. Abyssal plains. In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Heezen B. C., Menard H. W. Topography of the deep-sea floor. In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Heezen B. C., Menzies R. J., Shneider E. D., Ewing W. M., Granelli W. C. L Congo submarine canyon.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 48, N 7, 1964.
Heezen B. C., Nafe J. E. Vema trench: Western Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 11, 79, 1964.
Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram of the South Atlantic Ocean, the Caribbean Sea, the Scotia Sea and the eastern margin of the South Pacific Ocean.— Geol. Soc. America, 1961.
Heezen B. C., Tharp M. Descriptive sheet to accompany Physiographic Diagram of the Indian Ocean.— Geol. Soc. America, 1965a.
Heezen B. C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift. A symposium on continental drift.— Trans. Roy. Soc., 258, 90, 1965b.
Heirtzler J. R., Pichon X., Le. Crustal structure of the mid — ocean ridges. 3. Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic Ridge.— J. Geophys. Res., 70, N 16, 1965.
Herman J. Cretaceous, Paleocene and Pleistocene sediments from the Indian Ocean.— Science, 140, N 3573, 1963.
Hersey J. B. Sedimentary basins of the Mediterranean Sea. Submarine Geology and Geophysics.— Colston Papers, N 17, 1965.

Hersey J. B., Bunce E. T., Wyrick R. F., Dietz F. T. Geophysical investigation of the continental margin between Cape Henry, Virginia, and Jacksonville, Florida.— Bull. Geol. Soc. America, 70, N 4, 1959.
Herzen R., von. Heat flow value from the South-Eastern Pacific.— Nature, 183, 882, 1959.
Herzen R. P., von. Heat flow through the Eastern Pacific Ocean floor.— J. Geophys. Res., 68, N 14, 1963.
Herzen R. P., von, Langseth M. G. Present status of oceanic heat-flow measurements. In: Physics and Chemistry of the Earth., v. 6, 1965.
Herzen R. P., von, Maxwell A. E. Measurements of heat flow at the preliminary Mohole Site off Mexico.— J. Geophys. Res., 69, N 4, 1964.
Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific Basin.— Amer. J. Sci., 244, 772, 1946.
Hess H. H. Major structural features of the Western North Pacific, an interpretation of H. O. 5485, Bathymetric Chart, Korea to New Guinea.— Bull. Geol. Soc. America, 59, N 5, 1948.
Hess H. H. Changes in the Earth's crust with time.— Bull. géod., nouv. sér., N 31, 1954.
Hess H. H. The oceanic crust.— J. Marine Res., 14, N 4, 1955.
Hess H. H. Caribbean research project: progress report.— Bull. Geol. Soc. America, 71, N 3, 1960.
Hess H. H. History of Ocean Basin.— Geol. Soc. America, Petrol. Studies, a volume to honour A. F. Buddington. 1962.
Hess H. H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans.— Nature, 203, N 4945, 1964.
Hess H. H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor. Submarine Geology and Geophysics.— Colston Papers, N 17, 1965.
Hill M. L., Dibblee T. W., San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— Bull. Geol. Soc. America, 64, 443, 1953.
Hill M. N. Seismic refraction shooting in an area of the Eastern Atlantic.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, 244, 561, 1952.
Hill M. N. Recent geophysical exploration of the ocean floor. In: Physics and Chemistry of the Earth, v. 2, 1957.
Hill M. N. A median valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Deep-Sea Res., 6, 193, 1960.
Hill M. N., Vine F. J. A preliminary magnetic survey of the western approaches to the English Channel.— Quart. J. Geol. Soc. London, 121, 463, 1965.
Holmes A. The South Atlantic land bridges or continental drift?— Nature, 171, N 4355, 1953.
Hopgood A. M. The geology of the Cape Rodney — Kawan District, Auckland.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 4, N 2, 1961.
Hoskins H., Hersey J. B. Seismic reflection observations on the Atlantic continental shelf, slope and rise, South-East of New England (abstract).— Trans. Amer. Geophys. Union, 46, N 1, 1965.
Houtz R. E. Geology of North Tailevu, Viti Levu.— Geol. Surv. Dept Fiji, Bull. 1, Suva, 1958.
Houtz R. E. Regional geology of Lomawai-Momi Nandronya, Viti Levu.— Geol. Surv. Dept. Fiji, Bull. 3, Suva, 1959.
Houtz R. Geology of Singatoka Area, Viti Levu.— Geol. Surv. Dept Fiji, Bull. 6, Suva, 1960.
Hsu K. J. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain-building. A discussion.— J. Geol., 73, N 6, 1965.
Hurley P. M., Heezen B. C., Pinson W. H., Fairbaira H. W. K—Ar age values in pelagic sediments of the North America.— Geochim. et cosmochim. acta, 27, N 4, 1963.
Ibbotson P. Geology of the Suva Area, Viti Levu.— Geol. Surv. Dept. Fiji, Bull. 4, Suva, 1960.
Ibbotson P. The geology of Ovalaw, Moturiki and Naingani.— Geol. Surv. Dept Fiji, Bull. 9, Suva, 1961.
Ibbotson P. The geology of the Tavua area, Viti Levu.— Geol. Surv. Dept Fiji, Bull. 8, Suva, 1962.
Irving E. M. Submarine morphology of the Philippine archipelago and its geological significance.— Philippine J. Sci., 80, N 1, 1951.
Jordan G. F. Continental slope off Apalachiocola River, Floria.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 35, 1978, 1951.
Katz S., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Pt VII. Atlantic ocean basin, west of Bermuda.— Bull. Geol. Soc. America, 67, N 4, 1956.
Kear D., Wood B. L. The geology and hydrology of Western Samoa.— N. Z. Geol. Surv. Bull., 63, Wellington, 1959.
Keen M. J., Blanchard J. E. The continental margin of Eastern Canada. Continental margins and islands arcs. Symposium, Ottawa, 1965. Geol. Survey of Canada, 1966.
Kennedy W. G., Anderson E. U. Crustal layers and the origin of magmas.— Bull. volcanol., ser. II, 3, 1938.

King L. C. Necessity for continental drift.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 37, N 9, 1953.
King E. R., Zietz Z., Alldredge L. R. Magnetic data on the structure of the Central Arctic Region.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 6, 1966.
Klompé Th. H. F. The structural importance of the Sula Spur (Indonesia).— Indones. J. Natur. Sci., N 1—3, 1954.
Klompé Th. H. F. Pacific and Variscan orogeny in Indonesia: a structucal synthesis.— Univ. Indonesia, Contrib. Dept Geol., Madjalan Ilmu Alam natuk Indonesia, 113, N 28, 1957.
Knopoff L. The convection current hypothesis.— Rev. Geophys., 2, N 1, 1964.
Kobayashi T. The Sakawa Orogenic Cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands.— J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sect. II, 5, pt 7, 1941.
Kobayashi T. The mountain structure of the Japanese Islands.— Proc. 8-th Pacific Sci. Congr., v. II—A, 1956.
Krause D. C. Tectonics, bathymetry and geomagnetism of the southern continental Borderland west of Baja California, Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 76, N 6, 1965a.
Krause D. C. East and West Azores fracture zones in the North Atlantic. Submarine Geology and Geophysics.— Colston Papers, N 17, 1965b.
Krause D. C. Submarine geology north of New Guinea.— Bull. Geol. Soc. America, 76, N 1, 1965c.
Krause D. C. Tectonics, marine geology and bathymetry of the Celebes Sea-Sula sea region.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 8, 1966.
Krause D. C., Chramiec M. A., Welsh G. M., Wisotsky S. Seismic profile showing Cenozoic development of the New England continental margin.— J. Geophys. Res., 71, N 18, 1966.
Krueger H. W. K—Ar age basalt cored in the Mohole Project (Cuadelupe Site).— J. Geophys. Res., 69, N 6, 1964.
Kuno H. Formation of calderas and magmatic evolution.— Trans. Amer. Geophys. Union, 32, N 2, 1953.
Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces at Japan and surrounding areas.— Bull. volcanol., ser. II, 20, 37, 1959.
Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and islands arcs.— Bull. volcanol., 29, Ser. II, 1966.
Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.— J. Petrol., 4, N 1, 1963.
Lachenbruch A. H., Marshall B. V. Heat flow through the Arctic Ocean floor: the Canada Basin-Alpha Rise boundary.— J. Geophys. Res., 71, N 4, 1966.
Ladd H. S., Ingerson E., Townsend R. C., Russel M., Stephenson H. K. Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Islands.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 37, N 10, 1953.
Langseth M. G., Grim P. J., Ewing M. Heat-flow measurements in the East Pacific Ocean.— J. Geophys. Res., 70, N 2, 1965.
Laughton A. S., Hill M. N., Alan T. D. Geophysical investigations of a seamount 150 miles north of Madeira.— Deep-Sea Res., 7, 117, 1960.
Lawson A. Sea bottom of the coast of California.— Bull. Geol. Soc. America, 61, N 11, 1950.
Lee W. H. K. Heat-flow data analysis.— Rev. Geophys., 1. N 3, 1963.
Lees G. M. The geological history of the oceans.— Deep-Sea Res., 1, N 2, 1954.
Liechti P. The geology of Sarawak, Brunei and the Western Part of North Borneo.— Geol. Surv. British Territories in Borneo, Bull. 3, 1, Kuching, 1960.
Lister C. R. B., Reitzel J. S. Some measurements heat flow through the floor of the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 69, N 10, 1964.
Loncarević B. D. Geophysical studies in the Indian Ocean.— Endeavour, 23, N 88, 1964.
Loncarević B. D., Mason C. S. Mid-Atlantic ridge near 45° North. I. The Median Valley.— Canad. J. Earth Sci., 3, 327, 1966.
Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S. Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa K., Nogachi I. Sediments and structure of the Japan Trench.— J. Geophys. Res., 71, N 8, 1966.
Ludwig W. J., Gunturi B., Ewing M. Sub-bottom reflection measurements in the Tyrrhenian and Ionian Seas.— J. Geophys. Res., 70, N 18, 1965.
MacDonald G. A. Hawaiian petrographic province.— Bull. Geol. Soc. America, 60, N 10, 1949.
MacDonald G. A. The deep structure of continents.— Rev. Geophys., 1, N 4, 1963.
MacDonald G. A. Dependence of the surface heat flow on the radioactivity of the Earth.— J. Geophys. Res., 69, N 14, 1964.
MacDonald J. Continental structure and drift. Symposium on Continental Drift. London, 1965.
Matsuda Tokihiko. Crustal Deformation and igneous activity in the South Fossa Magma, Japan. The crust of the Pacific Basin.— Geophys. Monogr., N 6, Amer. Geophys. Union. 1962.

Matthews D. H. Lavas from an abyssal hill on the floor of the North Atlantic Ocean.— Nature, **190**, 158, 1961.
Matthews D. H. A major fault scarp under the Arabian Sea displacing the Carlsberg Ridge near Socotra.— Nature, **198**, N 4884, 1963.
Matthews D. H. The ocean fracture zone and the northern end of the Carlsberg ridge.— Philos. Trans. Roy. Soc. A, **259**, 172, 1966a.
Matthews D. H. The northern end of the Carlsberg Ridge. The World Rift System. Symposium, Ottawa, 1965. Geol. Surv. Canada, 1966b.
Matthews D. H., Davies D. Geophysical studies of the Seychelles Bank.— Philos. Trans. Roy. Soc. A, **259**, 227, 1966.
Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R. Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, **76**, N 6, 1965.
Menard H. W. Pleistocene and recent sediment from the floor of the North-Eastern Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, **64**, N 11, 1953.
Menard H. W. Deformation of the North-Eastern Pacific Basin and the West Coast of North America.— Bull. Geol. Soc. America, **66**, N 9, 1955.
Menard H. W. Archipelagic aprons.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **40**, N 9.
Menard H. W. Development of median elevations in ocean basins.— Bull. Geol. Soc. America, **69**, N 9, 1958.
Menard H. W. Minor lineations in the Pacific basin.— Bull. Geol. Soc. America, **70**, N 11, 1959.
Menard H. W. The East Pacific Rise.— Science, **132**, N 3441, 1960.
Menard H. W. The East Pacific Rise.— Scient. Amer., Dec. 1961.
Menard H. W. Sea floor relief and mantle convection.— In: Physics and Chemistry of the Earth, v. VI, 1965.
Menard H. W., Dietz R. S. Submarine geology of the Gulf of Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, **62**, N 10, 1951.
Menard H. W., Dietz R. S. Mendocino submarine escarpment.— J. Geol., **60**, N 3, 1952.
Menard H. W., Fisher R. L. Clipperton fracture zone in the North-Eastern Equatorial Pacific.— J. Geol., **66**, N 3, 1958.
Menard H. W., Ladd H. S. Oceanic islands, seamounts, guyots and atolls.— In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Menard H. W., Smith S. M. Hypsometry of ocean basin provinces.— J. Geophys. Res., **71**, N 18, 1966.
Menzies R. J., Imbric I. On the antiquity of the deep sea bottom fauna.— Oikos, **9**, fasc. 2, 1958.
Metcalf W. G., Heezen B. C., Stalcup M. C. The sill depth of the Mid-Atlantic Ridge in the equatorial region.— Deep-Sea Res., **11**, 1, 1964.
Miller E. T., Ewing M. Geomagnetic measurements in the Gulf of Mexico and in the vicinity of Caryn Peak.— Geophysics, **21**, 406, 1956.
Mohr P. A. The geology of Ethiopia. Asmara, 1961.
Mohr P. A. The Ethiopian Rift System.— Bull. Geophys. Observ., Univ. College, Addis Ababa, **3**, N 1, 1962.
Moody J. D., Hill M. J. Wrench-fault tectonics.— Bull. Geol. Soc. America, **67**, 1207, 1956.
Morgan W. J. Gravity anomalies and convection currents. I. A sphere and cylinder sinking beneath the surface of a viscous fluid. 2. The Puerto Rico Trench and the Mid-Atlantic Rise.— J. Geophys. Res., **70**, N 24, 1965.
Nason R. D., Lee W. H. K. Heat-flow measurements in the North Atlantic, Caribbean and Mediterranean.— J. Geophys. Res., **69**, N 22, 1964.
Nishimura E., Kishimoto Y. On the local structural character of the Earth's crust.— Säztryckur Tellas, N 3, 1956.
Noe-Nygaard A. The geology of the Faroes.— Quart. J. Geol. Soc. London, **118**, pt 4, 1962.
Noe-Nygaard A. The invisible part of the Faroes.— Medd. fra Dansk geol foren., **16**, H. 2, 1966.
Northrop J., Heezen B. C. An outcrop of Eocene sediment on the continental slope.— J. Geol., **59**, N 4, 1951.
Northrop J. W., Meyershoff A. A. Velocity of polar and continental movements hypotheses based on paleomagnetic studies.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **47**, N 4, 1963.
Ocean Drilling on the Continental Margins.— Science, **150**, N 3697, 1965.
Officer C. B., Ewing M. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Part VII. Continental shelf, continental slope and continental rise south of Nova Scotia.— Bull. Geol. Soc. America, **65**, N 7, 1954.
Officer C. B., Ewing J. I., Edwards R. S., Johnson H. R. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean-Venezuelen Basin. Antilles Island Arc and Puerto Rico Trench.— Bull. Geol. Soc. America, **68**, N 3, 1957.

Officer C. B., Ewing J. I., Hennion J. F., Harkrider D. G., Miller D. E. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean: summary of 1955 and 1956 cruises.— In: Physics and Chemistry of the Earth, v. III, 1959.
Officer C. B., Ewing M., Wuenschel P. C. Seismic reflection measurements in the Atlantic Ocean. Part IV: Bermuda, Bermuda Rise and Nares Basin.— Bull. Geol. Soc. America, 63, N 8, 1952.
Oliver J., Dorman J. Exploration of sub-oceans structure by the use of seismic surface waves. In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Oliver J. E., Drake C. L. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Part VI. The Long Island area.— Bull. Geol. Soc. America, 62, 1287, 1951.
Outline of the geology of Japan.— Geol. Survey of Japan, 1960.
Pálmason G. Seismic refraction investigation of the basalt lavas in Northern and Eastern Iceland. Jökull, Reykjavik, 13, 40, 1963.
Pálmason G. Seismic refraction measurements of the basalt lavas of the Faeroe Islands.— Tectonophysics, 2, N 6, 1965.
Palmer H. D. Marine geology of Rodriguez Seamount.— Deep-Sea Res., 11, N 5, 1964.
Part G. M. Volcanic rocks from the Cape Verde Islands.— Bull. Brit. Mus. (Natur. History) Mineralogy, 1 (2), 1950.
Peter G., Elvers D., Yellin M. Geological structure of the Aleutian Trench southwest of Kodiak Island.— J. Geophys. Res., 70, N 2, 1965.
Peter G., Weeks L. A., Burns R. E. A reconnaissance geophysical survey in the Andaman Sea and across the Andaman-Nicobar Island Arc.— J. Geophys. Res., 71 N 2, 1966.
Phinney R. A. Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long-period body waves.— J. Geophys. Res., 69, N 14, 1964.
Pichon X. Le, Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E. Crustal structure of the mid-ocean ridges. I. Seismic refraction measurements.— J. Geophys. Res., 70, N 2, 1965.
Pichon X. Le, Talwani M. Gravity survey of a seamount near 35° N 46° W in the North Atlantic.— Marine Geol., 2, 262, 1964.
Pratt R. M. Great Meteor Seamount.— Deep-Sea Res., 10, 1963.
Pratt R. M., Heezen B. C. Topography of the Blake Plateau.— Deep-Sea Res., 11, N 5, 1964.
Press F. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part I: Southern California.— Bull. Geol. Soc. America, 67, N 12, (pt 1), 1956.
Press F., Beckmann W. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt VIII, Grand Banks and adjacent shelves.— Bull. Geol. Soc. America, 65, N 3, 1954.
The Problem of Land Connections across the South Atlantic with special reference to the Mesozoic.— Bull. Amer. Museum Natur. History, 99, Art. 3, N. Y., 1952.
Quon Shi H., Ehlers E. G. Rocks of Northern Part of Mid-Atlantic Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 71, N 1, 1963.
Ralf A. D. Boundaries of an area of very long magnetic anomalies in the North-East Pacific.— J. Geophys. Res., 71, N 10, 1966.
Raitt R. W. Seismic refraction studies of Bikini and Kwajalein atolls.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 260-K, 1954.
Raitt R. W. Seismic refraction studies of the Pacific Ocean Basin. Pt I. Crustal thickness of Central Equatorial Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 67, N 12 (Pt I), 1956.
Raitt R. W. The crustal rocks.— In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Ramberg H. The thermodynamics of the Earth's Crust.— Norsk geol. tidssk., 25, 307, 1945.
Ramberg H. A model for the evolution of continents; oceans and orogens.— Tectonophysics, 2, 159, 1964.
Rasmussen J., Noe-Nygaard A. New data on the geological age of the Faeroes.— Nature, 209, N 5029, 1966.
Reay A., Harris P. G. The partial fusion of peridotite.— Bull. volcanol., 28, B. V., 1964.
Reed R. D. Geology of California.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, 1933.
Reed R. D. Geology of California.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1951.
Reed R. D., Hollister J. S. Structural evolution of Southern California.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, 1936.
Reitzel J. Some heat-flow measurements on the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 66, N 7, 1961.
Revelle R., Maxwell A. E. Heat-flow through the floor of the Eastern-North Pacific Ocean.— Nature, 170, 199, 1952.
Richey J. E. Scotland: the Tertiary volcanic districts. In: British Regional Geology, Edinburgh, 1948.
Riedel W. R. The preserved record-paleontology of pelagic sediments. In: The Sea, v. III, Interscience Publ., 1963.

Riedel W. R., Funnell B. H. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Ocean floor.— Quart. J. Geol. Soc. London, **120**, pt 3, 1964.
Ringwood A. E. A model for the Upper Mantlte.— J. Geophys. Res., **67**, N 2, 1962.
Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Petrology of the Upper Mantle. Dept Geopyhs. and Geochem. Austral. Nat. Univ., Publ. 444, 1966.
Roberson M. I. Continuous seismic profiler survey of oceanographer Gubert and Lydonia Submarine Canyons, Georges Bank.— J. Geophys. Res., **69**, N 22, 1964.
Robertson E. I., Reilly W. I. Bouguer anomaly map of New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., **1**, N 3, 1958.
Ross D. A., Shor G. G. Reflection profiles across the Middle America Trench.— J. Geophys. Res., **70**, N 22, 1965.
Rubey W. W. Geologic history of sea water.— Bull. Geol. Soc. America, **62**, N 9, 1951.
Runcorn S. K. Paleomagnetic comparisons between Europe and North America. A Symposium on Continental Drift. Roy. Soc. London, 1965.
Rutland R. W. P. A tectonic study of part of the Philippine fault-zone.— Geol. Soc. London, Circ. N 131, 27 Apr. 1966.
Rynn W. B. F., Workum F., Hersey J. B. Sediments on the Tyrrhenian Abyssal Plain.— Bull. Geol. Soc. America, **76**, N 11, 1965.
Said R. The geology of Egypt. Elsevier Co, 1962.
Saint Ours de, J. Etudes geologique dans l'extreme nord de Madagascar et l'Archipel des Comores. Ministère de l'Economie National, Republique Malgache, Tananarive, 1960.
Saito T., Ewing M., Burckle L. H. Tertiary sediment from the Mid-Atlantic Ridge.— Science, **151**, N 3714, 1966.
Savit C. H., Knox W. A., Blue D. M. Reflection and velocity profiles at the outer ridge, Puerto-Rico.— J. Geophys. Res., **69**, N 22, 1964.
Sclater J. G. Heat-flow in the North-West Indian Ocean and Red Sea.— Philos. Trans. Roy. Soc. A, **259**, 271, 1966.
Shagam R. Geology of central Aragua, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. America, **71**, N 3, 1960.
Shand C. J. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge.— J. Geol., **57**, N 1, 1949.
Sheridan R. S., Drake C. L., Nafe J. E., Hennion J. Seismic-refraction study of continental margin East of Florida.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **50**, N 9, 1966.
Shimozuru D. Geophysical evidences for suggesting the existence of molten pockets in the Earth's upper mantle.— Bull. volcanol., **26**, 181, 1963.
Shor G. Crustal structure of the Hawaiian Ridge.— Bull. Seismol. Soc. America, **50**, N 2, 1960.
Shor G. Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge.— Marine Geology, **50**, N 3, 1964.
Shor G. G., Fisher R. L. Middle America Trench. Seismic refraction studies.— Bull. Geol. Soc. America, **72**, N 5, 1961.
Shubert D. H. The high-frequency S-Phase and structure of the Upper Mantle.— J. Geophys. Res., **69**, N 10, 1964.
Shurbet G. L., Ewing M. Gravity reconnaissance survey of Puerto Rico.— Bull. Geol. Soc. America, **67**, N 4, 1956.
Shurbet G. L., Worzel J. L. Gravity anomalies and structure of the West Indies.— Bull. Geol. Soc. America, **68**, N 2, 1957.
Silver L. T., Mc Kinney C. R., Deutsch S., Bilinger J. Precambrian age determinations in the Western San Gabriel Mountains, California.— J. Geol., **71**, N 2, 1963.
Smith J. G. Orogenesis in Western Papua and New Guinea.— Tectonophysics, **2**, N 1, 1965.
Smith A. J., Stride A., Whittard W. F. The geology of the Western approaches of the English Channel. IV. A recently discovered Variscan granite west-north-west of the Scilly Isles. Submarine Geology and Geophysics.— Colston Papers, N 17, 1965.
Smulikowski K. Comments on eclogite facies in regional metamorphism.— Internat. Géol Congr., XXI session, Norden, 1960, pt XIII, Copenhagen, 1960.
Smulikowski K. Les rélations pétrogénétique entre eclogites et les amphibolites dans le massif cristallophyllien du mont Snieznik.— Bull. Soc. Géol. France, Ser. 7, **6**, N 2, 1964.
Sonnenberg F. P. Bolivia and the Andes. Backbone of the Americas. A symposium.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **2**, Tulsa, 1963.
Standard J. C. Submarine geology of the Tasman Sea.— Bull. Geol. Soc. America, N 12, 1961.
Stearns H. T. Late geologic history of the Pacific Basin.— Amer. J. Sci., **243**, 614, 1945.
Stegena L. The structure of the Earth's crust in Hungary.— Acta geol., 8, fasc. 1—4, 1964.
Steinbrugge K. V., Zacheretal E. G. Creep on the San Andreas fault.— Bull. Seismol. Soc. America, **50**, N 3, 1960.

Stetson H. C. The sediments of the continental shelf off the Eastern Coast of the United States.— Papers in Phys. Oceanogr. and Meteorol. Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Oceanogr. Inst., 5, N 4, 1938.
Stevens G. R. The Wellington Fault.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 85, pt 4, 1958.
Sykes L. R. The seismicity and deep structure of island arcs.— J. Geophys. Res., 71, N 12, 1966.
Symposium on continental drift.— Roy. Soc. London, 1965.
Symposium sur les séries de Gondwana, XIX-e Congr. Géol. Internat., Alger, 1952.
Taliaferro N. L. Geologic history and structure of the central coast ranges of California.— Calif. Div. Mines Bull., 118, 119, 1941.
Talwani M. A review of marine geophysics.— Marine Geol., 2, 29, 1964.
Talwani M., Heezen B. C., Worzel J. L. Gravity anomalies, physiography and crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge.— Trav. scient. Bureau. internat. Seismol., fasc. 22, 1961.
Talwani M., Pichon X. Le., Ewing M. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2. Computed model from gravity and seismic refraction data.— J. Geophys. Res., 70, N 2, 1965.
Talwani M., Pichon X. Le., Heirtzler J. R. East Pacific Rise: the magnetic pattern and the fracture zones.— Science, 150, N 3700, 1965.
Taylor S. R., White A. J. R. Geochemistry of andesites and the growth of continents.— Nature, 208, N 5007, 1965.
Taylor S. R., White A. J. R. Trace element abundances in andesites.— Bull. volcanol., 29, 177, 1966.
Teichert C. A brief history of the Gondwanaland concept and of the International Gondwana Commission.— XIX Congr. Géol. Internat., Sympos. sur les séries de Gondwana, Alger, 1952.
The British Caledonides. Johnson M. R. W., Stewart F. H. (Eds). Oliver and Boyd, 1963.
The geologic development of the Japanese Islands. Minato M. (Chief ed.). Tokyo, 1965.
The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Thompson A. A., Evison F. F. Thickness of the Earth's crust in New Zealand.— N. Z. J. Geol. Geophys., 5, N 1, 1962.
Thompson G., Talwani M. Crustal structure from Pacific Basin to Central Nevada.— J. Geophys. Res., 69, N 22, 1964.
Thorarinsson S. The Median zone of Iceland. The World Rift System. Symposium, Ottawa, 1965.— Geol. Surv. Canada, 1966.
Tilton G. R., Reed G. W. Radioactive heat production in eclogite and some ultramafic rocks.— In: Earth Science and Meteorites, Amsterdam, 1963.
Todd R., Low D. Cenomanian (Cretaceous) foraminifera from the Puerto Rico Trench.— Deep-Sea Res., 11, N 3, 1964.
Toksöz M. N., Anderson Don L. Phase velocities of long-period surface waves and structure of the Upper Mantle. I. Great Circle Love and Rayleigh wave data.— J. Geophys. Res., 71, N 6, 1966.
Tolstoy I., Ewing M. North Atlantic hydrography and the Mid-Atlantic Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 60, N 10, 1949.
Tryggvasson E. Longitudinal wave velocities in the Earth's crust in Iceland.— Natturnfr., N 29, 1960.
Tryggvasson E. Crustal structure of the Icelad region from dispersion of sufrace waves.— Bull. Seismol. Soc. America, 52, 359. 1962.
Tryggvasson E., Båth M. Upper crustal structure of Iceland.— J. Geophys. Res., 66, 1913, 1961.
Tsuboi Chuji. Crustal structure in Northern and Middle California from gravity pendulum data.— Bull. Geol. Soc. America, 67, N 12 (pt 1), 1956.
Uyeda S., Horai K., Yasui M., Akamutsu H. Heat-flow measurements over the Japan Trench.— J. Geophys. Res., 67, 1186, 1962.
Vacquier V. Measurement of horizontal displacement along faults in the ocean floor.— Nature, 183, 452, 1959.
Vacquier V. Transcurrent faulting in the ocean floor. Symposium on the Drifts of Continents. Roy. Soc. London, 1965.
Vacquier V., Raff A. D., Warren R. S. Horizontal displacements in the floor of the Northeastern Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 70, N 8, 1961.
Vening-Meinesz F. A. Indonesian Archipelago: a geophysical study.— Bull. Geol. Soc. America, 65, N 2, 1954.
Vine F. J., Wilson J. T. Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island.— Science, 150, N 3695, 1965.
Vinson G. L., Brineman J. H. Nuclear Central America, Hub of Antillean Transverse belt. Backbone of Americas. A symposium. Amer. Assoc. Petrtol. Geologists, 1963.
Vogt P. R., Ostenso N. A. Magnetic survey over the Mid-Atlantic Ridge between 42° N and 46° N.— J. Geophys. Res., 71, N 18, 1966.
Voisey A. H. Australian geosynclines.— Austral. J. Sci., 22, N 5, 1959a.

Voisey A. H. Tectonic evolution of North-Eastern New South Wales, Australia.— J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, **92**, 191, 1959b.
Wager L. R. Geological investigations in East Greenland, Part IV. The stratigraphy and tectonics of Rasmussen Land and the Kangerdlungssuaq region. Medd. Grønland, **134**, N 5, 1947.
Wager L. R., Deer W. A. A dyke swarm and crustal flexure in East Greenland.— Geol. Mag., **75**, 39, 1938.
Watkins J. S., Giddes W. H. Magnetic anomaly and possible orogenic significance of geologic structure of the Atlantic Shelf.— J. Geophys. Res., **70**, N 6, 1965.
Weaver C. E. Geology of Oregon and Washington and its relation to occurrence of oil and gas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 29, 1377, 1945.
Weaver C. E. Geology of the Coast Ranges immediately north of the San Francisco Bay region, California.— Mem. Geol. Soc. America, **35**, 1949.
Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 1. Aufl. Braunschweig, 1915.
Weibull W. The thickness of ocean sediments measured by a reflection method.— Medd. Oceanogr. Inst. Göteborg, **12**, 1947.
Welch F. B. A., Crookell R. et al. Bristol and Gloucester district. British Regional Geology. London, 1948.
Wellman H. W. Date for the study of recent and late pleistocene faulting in the South Island of New Zealand.— N. Z. J. Sci. and Technol., B, **34**, N 4, 1953.
Wellman H. W. New Zealand Quaternary tectonics.— Geol. Rundschau, **43**, H. 1,5, 1955.
Weyl R. Die Geologie Mittelamericas. Berlin, 1961.
Whiteman A. J. A summary of present knowledge of the Rift Valley and associated structures in Sudan. East Africa Rift System.— Upper Mantle Committee = UNESCO seminar, Nairobi, 1965.
Wilson J. T. A resumé of the geology of islands in the main ocean basins, v. 1. Sci. Dept, 4, Inst. Earth Sciences, Univ. Toronto, 1963a.
Wilson J. T. Evidence from islands on the spreading of ocean floors.— Nature, Febr. 9, 1963b.
Wilson J. T. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth.— Symposium on Continental Drift. Roy. Soc. London, 1965a.
Wilson J. T. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies.— Science, **150**, N 3695, 1965b.
Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic measurements.— J. Geophys. Res., **64**, N 10, 1959.
Woollard G. P. Report at the Pacific Science Congress in Tokyo, 1966.
Woollard G. P., Strange W. E. Gravity anomalies and the crust of the Earth in the Pacific Basin. The Crust of the Pacific Basin.— Geophys. Monogr., N 6, Amer. Geophys. Union, 1962.
Worzel J. L. Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. Colston Papers, **17**, 1965.
Worzel J. L., Ewing M. Explosion sounds in shallow water. Propagation of sound in the Ocean.— Mem. Geol. Soc. America, **27**, 1948.
Worzel J. L., Ewing M. Gravity anomalies and structure of the West Indies. Part II.— Bull. Geol. Soc. America, **65**, N 2, 1954.
Worzel J. L., Harrison J. C. Gravity at sea.— In: The Sea, v. III. Interscience Publ., 1963.
Worzel J. L., Shurbet G. L. Gravity anomalies at continental margins.— Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., **41**, 458, 1955.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Глава первая. **Рельеф дна Мирового океана** 7
Подводные окраины материков 7
Ложе Мирового океана 13

Глава вторая. **Геологическое строение окраин Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского океанов** 36
Атлантический океан 36
Северный Ледовитый океан 67
Индийский океан 70

Глава третья. **Геология окраин Тихого океана** 74
Домезозойское развитие 75
Мезо-кайнозойское развитие 85

Глава четвертая. **Особенности развития периферий тихоокеанского типа** 113

Глава пятая. **Геологическое строение глубоких частей океанов** 128
Твердый фундамент дна океанов 129
Осадки 131
Возраст осадочных пород океанов 136

Глава шестая. **Геологическая история и тектоническая природа океанического дна** 140
Атлантический океан 141
Мексиканский залив 146
Карибское море 146
Средиземное и Черное моря 146
Северный Ледовитый океан 147
Индийский океан 147
Тихий океан 149
Общие палеогеографические соображения 159
Некоторые геологические выводы 162

Глава седьмая. **Геофизические данные о строении глубоких слоев коры и верхней мантии океанов** 165
Кора Атлантического океана 166
Кора Северного Ледовитого океана 168
Кора Индийского океана 168
Кора Тихого океана 172
Кора периферии океанов, краевых и средиземных морей 174
Верхняя мантия океанов 182
Тепловой поток в океанах 185
Сейсмичность океанов 187

Глава восьмая. **Происхождение и развитие тектоносферы океанов** . . . 190
Вещественный состав земной коры и верхней мантии океанов 190
Образование материков путем дифференциации океанической мантии 193
Гипотезы горизонтальных перемещений материков 195
Гипотеза расширяющейся Земли 210
Происхождение и развитие тектоносферы океанов 212

Заключение 227

Abstract 232

Литература 235

CONTENTS

Preface 5

Chapter I. **Bottom relief of the World Ocean** 7
Submarine continental margins 7
World Ocean bed 13

Chapter II. **Geological structure of the margins of the Atlantic, Arctic and Indian Oceans** 36
Atlantic Ocean 36
Arctic Ocean 67
Indian Ocean 70

Chapter III. **Geology of the margins of the Pacific Ocean** 74
Pre-Mesozoic development 75
Meso-Cenozoic development 85

Chapter IV. **Peculiarities of development of peripheries of the Pacific type** 113

Chapter V. **Geological structure of deep parts of the ocean** 128
Solid foundation of the ocean bottom 129
Sedimentation 131
Age of sedimentary rocks in oceans 135

Chapter VI. **Geological history and tectonic nature of the oceanic bottom** 140
Atlantic ocean 141
The Gulf of Mexico 146
The Caribbean Sea 146
The Mediterranean and the Black Seas 146
Arctic ocean 147
Indian ocean 147
Pacific ocean 149
General paleogeographical conceptions 159
Some geological conclusions 162

Chapter VII. **Geophysical data about the structure of deep layers of the crust and upper mantle of the oceans** 165
The crust of the Atlantic Ocean 166
The crust of the Arctic Ocean 168
The crust of the Indian Ocean 168
The crust of the Pacific Ocean 172
The crust of the peripheral sections of the oceans, of the marginal and mediterranean seas 174
The Upper mantle of the oceans 182
Heat flow in the oceans 185
Seismicity of the oceans 187

Chapter VIII. **Origin and development of the tectonosphere of the oceans** 190
Matter composition of the crust and upper mantle of the oceans 190
Formation of continents by differentiation of the oceanic mantle 193
Hypotheses of horizontal drift of continents 195
Hypothesis of expanding Earth 210
Origin and development of the tectonosphere of the oceans 212

Conclusion 227

Abstract 232

References 235

Владимир Владимирович Белоусов

Земная кора и верхняя мантия океанов

Утверждено к печати Междуведомственным геофизическим комитетом при Президиуме АН СССР

Редакторы *Г. В. Гзовская, А. Д. Подольский*
Технический редактор *Л. Н. Золотухина*

Сдано в набор 22/V 1968 г. Подписано к печати 10/X 1968 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 23,4.
Уч.-изд. л. 23,4. Бумага № 1. Тираж 2200. Тип. зак. 651.
Т-12594. Цена 1 р. 49 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В Издательстве «Наука» готовятся к печати следующие книги серии «Результаты исследований по международным геофизическим проектам».

Коллектив авторов. **«Магнитно-теллурические методы изучения земной коры и верхней мантии».**

Коллектив авторов. **«Геофизический бюллетень» № 20.**

Коллектив авторов. **«Геофизический бюллетень» № 21.**

Коллектив авторов. **«Комплексные исследования Черноморской впадины».**

Коллектив авторов. **«Проблемы строения земной коры и верхней мантии».**

Коллектив авторов. **«Океанологические исследования»** (сборник статей № 19).

Коллектив авторов. **«Океанологические исследования»** (сборник статей № 20).

Коллектив авторов. **«Оледенение Заилийского Алатау»** (гляциологические исследования № 23).

Р. Ф. Затрутина и др. **Библиографический указатель литературы на русском языке за 1965 г.— «Международные геофизические проекты».**

О. Н. Левшина. **Библиографический указатель литературы на русском языке за 1966 г.— «Международные геофизические проекты».**

Лицам, заинтересованным в приобретении этих книг, следует обращаться по адресу: **Москва, В-463, Мичуринский проспект,** 12, Магазин № 3 «Академкнига, «Книга-почтой».

Цена 1 р. 49 к.

5404