

Л.И. КРАСНЫЙ

**ГЛОБАЛЬНАЯ
СИСТЕМА
ГЕОБЛОКОВ**

Л. И. КРАСНЫЙ

**ГЛОБАЛЬНАЯ
СИСТЕМА
ГЕОБЛОКОВ**

4295



МОСКВА «НЕДРА» 1984



Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. — М.: Недра, 1984. 224 с.

Приведено геолого-тектоническое и геофизическое обоснование делимости литосферы на глыбовые структуры — геоблоки (литосферные блоки), отчетливо выделяющиеся на континентах, в океанах и в зонах их сочленения (транзиталях). Рассмотрены история вопроса, морфология геоблоков и их границы. Большое внимание уделяется значению геоблоков и межблоковых зон для размещения металлогенических провинций и районов и нефтегазоносных бассейнов. Дана краткая характеристика геоблоков всей Земли.

Для геологов, занимающихся вопросами геотектоники и металлогении, поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых.

Табл. 2, ил. 18 (из них приложений 2), список лит.—63 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук **В. И. Казанский** (ИГЕМ АН СССР)

Лев Исаакович Красный

Глобальная система геоблоков

Редактор издательства Т. А. Горохова
Обложка художника О. Н. Точеной
Технический редактор Т. А. Герчикова
Корректор Е. В. Наумова

ИБ № 4797

Сдано в набор 17.05.84. Подписано в печать 05.06.84. Т-11459. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 14,35 (с вкладкой). Усл. кр.-отт. 14,6. Уч.-изд. л. 16,0. Тираж 2150 экз. Заказ 1468/8814-1. Цена 2 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12
Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

К 1904030000—000
043(01)—84 62—84

© Издательство «Недра», 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Плитная и блоковая тектоника Земли, не снижая принципиальных достижений геологии, акцентирует внимание на весьма важных естественно-исторических особенностях ее строения. Известно, что главный постулат (Д. Маккензи, 1975 г.) тектоники плит состоит в возможности подразделить поверхность Земли на несколько жестких сферических покровов (плит, пластин), границы между которыми представляют собой сейсмические пояса. Этот главный постулат, опирающийся на неоднократно приводимую схему сейсмичности, принимается многими геологами. Отсюда особый интерес представляет раздел новой глобальной тектоники, относящейся к измерению относительных движений между двумя плитами или взаимодействия трех стыкующихся плит.

Не менее существенным является выделение геоблоков — объемных геологических тел, имеющих естественные, нередко полигенетические латеральные граничные поверхности. Они могут быть линейно-вытянутые перикратонные прогибы или авлакогены, превращенные впоследствии в складчатые или складчато-надвиговые системы. Иногда в тех же зонах развиваются краевые прогибы. К другому классу граничных зон принадлежат геосинклинальные системы, интеркратонные геосинклинали и многие другие подвижные тектонические зоны, часто насыщенные магматическими телами. К ним относятся различные вулканогены (окраинно-континентальные, внутриконтинентальные), а также дуговые и линейные системы островных дуг с глубокоководными желобами. Не менее четко граничные поверхности могут быть выражены рифтовыми системами (континентальными и океанскими), зонами глубинных разломов, часто сопровождаемыми линейными магматическими телами (например, габброидами), метаморфическими (в том числе с диафторитами и метасоматитами) преобразованиями горных пород, линейными поднятиями и т. п. Для межгеоблоковых систем характерны многократность и длительность процессов, смена условий растяжения и сжатия, резкого усиления и ослабления теплового потока. Именно здесь создаются благоприятные условия для формирования многих видов полезных ископаемых эндогенного и экзогенного происхождения.

Если латеральные границы геоблоков в той или иной системе доступны для непосредственного исследования геологическими, геофизическими и геохимическими методами, то их нижняя граница («дно») остается гипотетической. Информация, полученная при использовании различных модификаций глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и электромагнитного зондирования (ЭМЗ), изучение полей силы тяжести, магнитного и теплового открывают перспективы возможного истолкования нижних граничных поверхностей геоблоков. В различные отрезки геологической истории это могут быть: 1) астеносферные пластины, или линзы, — слои, наи-

более важные и ответственные за тангенциальное перемещение геоблоков, 2) неоднородности, связанные с поверхностью Мохоровичича (Мохо), и пр. Автор считает, что мантийная тепловая конвекция приводит к крупночаистому (геоблоковому) строению литосферы. Он придает равенство понятиям «литосферный блок» и «геоблок». Последний термин несет определенную логическую нагрузку. «Блоки Земли» отражают их особые свойства, неповторимые в каждом естественном объекте. Так же как геонд соответствует реальной фигуре Земли с ее отклонениями от сфероида, так и термин «геоблок» наиболее приемлем для дискретных геологических тел, изолированных сложными межгеоблоковыми пластинами или клиньями. За полтора десятилетия, прошедшие со времени установления и обоснования этого понятия, оно постепенно внедрялось в сознание геологов и геофизиков. Геоблоки стали выделяться при геолого-структурном и металлогеническом районировании Антарктиды (М. Г. Равич, Г. Э. Грикуров), Балтийского щита (Л. Е. Шустова, К. О. Кратц и др.), Восточно-Европейской (Русской) платформы (Г. И. Каляев, В. А. Дедеев, Л. Е. Шустова), Карельского региона (Ю. В. Богданов, Т. Ф. Негруца и др.), Северо-Востока СССР (И. М. Мигович), Северо-Восточной Азии (М. И. Ициксон и В. И. Бергер), Монголии (Р. И. Хасин), Казахстана (Г. Н. Щерба), Средиземного моря (Я. П. Маловицкий). Не всегда это понятие принималось в первоначальном толковании автора.

На основании немногих данных по Восточной Азии и другим регионам первоначально было дано такое определение [29, с. 117]: «геоблоками следует называть крупные региональные структуры размером $800—1400 \times 1500—2200$ км, т. е. общей площадью около $1—5$ млн. км², обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма и отсюда — определенными формационными рядами и соответственно типовым набором минерагенических областей. Ограничением геоблоков служат долгоживущие глубинные разломы, характеризующие общую делимость тектоносферы». Отмечалось, что массивы и геосинклинальные системы в ходе геологической истории объединяются в сложный, с внутренней мозаикой, угловатый, нередко полигональный геоблок, границы которого определяются древней первичной делимостью коры и верхней мантии. Для платформ имеется своя геоблоковая делимость.

Выяснилась возможность деления геоблоков на три типа: аناстабильные (от греч. «ана» — снизу вверх), катастабильные (от греч. «ката» — сверху вниз) и мобильные (дифференцированные) с характерными тангенциальными движениями. В геоблоках анастабильного («высокого стояния») и мобильного (дифференцированного) типов, а также в фундаменте геоблоков катастабильного типа («низкого стояния») обычно различаются две-три геосинклинальные — складчатые системы, имеющие близкие (но не одинаковые) условия заложения и развития, а также массивы древней и ранней консолидации. Обычно начало и завершение главных тектонических процессов сдвинуты для соседних геосинклинальных складчатых систем одного геоблока на один-два периода, реже на

одну-две эпохи. Геоблоки могут характеризоваться и наложением («активизацией») тектонических процессов, существенно меняющих установившийся в течение длительного времени режим.

Любопытно, что известный австралийский геофизик Ф. Стейси принял средний размер конвективной ячейки в 2000 км. Он привел расчет сил, вызывающих конвективные движения в верхней мантии, и указал (ссылаясь на У. М. Эльзеассера), что конвекция в верхней мантии должна иметь анизометрическую форму, т. е. ячейки должны иметь короткий вертикальный и длинный горизонтальный размер.

В зоне сочленения Тихого океана с Восточной Азией и Австралией размер геоблоков составляет примерно до 6 млн. км²; еще крупнее геоблоки в Тихом океане — до 16 млн. км². Это закономерное увеличение геоблоков в направлении континент→транзиталь→океан следует связывать с соответствующими мантийно-коровыми конвективными ячейками, что, в свою очередь, зависит от глубины и мощности астеносферного слоя под этими глобальными элементами.

Позднее (1976 г.) В. А. Дедеев и Л. Е. Шустова дали следующее развернутое определение геоблока: это крупнейший (сотни тысяч — миллион квадратных километров) в основном изометричный блоковый элемент литосферы, отличающийся от соседних своим специфическим физическим состоянием, ограниченный на глубине сравнительно узкими зонами литосферы с пониженной вязкостью или повышенной проницаемостью, а в верхах — зонами разрывных нарушений разной глубинности. В течение всей геологической истории или в отдельные ее крупные интервалы эволюции геоблок обычно автономен, что находит свое выражение в различиях и глубинности проявления геодинамических, физико-химических и термодинамических процессов. В верхних горизонтах литосферы это проявляется в разном характере процессов литогенеза, метаморфизма, минерогенеза, в разнонаправленности процессов геосинклинального развития или процессов тектоно-магматической активизации.

Представление о блоковом строении коры и верхней мантии привлекает широкие круги тектонистов. На XXVI сессии МГК в Париже (1980 г.) работала специальная секция микроплит. Названия субплиты, дочерние плиты, мегаблоки пестрят в современной геологической литературе. Были предложены и различные систематики блоковых структур. Так, Л. В. Булина и Т. Н. Симоненко в 1969 г. обнаружили блоки с глубинами до подошвы коры от 20 до 30 км, от 30 до 40 км и от 40 до 50 км (и больше). В том же году М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и С. Н. Иванов выделили мегаблоки сквозные, планетарные и трансрегиональные. Автором в работе «Проблемы тектонической систематики» (1972 г.) разработана иерархия блоковых структур, в которой показано, что во многих случаях геоблоки естественно разделяются на блоковые структуры достаточно крупного размера — мегаблоки.

Термин «геоблок» — абстрагированное геолого-структурное по-

нятие, характеризующее крупные объемные тела литосферы. Однако, поскольку понятия разрабатываются применительно к конкретным природным телам, обладающим определенной целостностью, одновременно возникают и названия (номены) с географической привязкой. Автор стремился широко использовать названия рек, морей, океанских котловин. Выяснилось, что многие бассейны рек вписываются в геоблоки, охватывая их основную площадь. Так, например, в Восточной Азии были выделены геоблоки Меконг, Янцзы (у китайских геологов «параплатформа Янцзы»), Колымский, в Европе — Днепровский, Волго-Камский, в Северной Америке — Миссисипский. Не составила трудности и номенклатура геоблоков, где они соответствуют акваториям краевых и средиземноморских (или межконтинентальных) морей, иногда использовались и названия пустынь (геоблоки Сахарский, Тар) и в ряде случаев отдельных стран или их значительных частей (Центрально-Канадский, Восточно-Бразильский и другие геоблоки). Автор по мере возможности стремился соблюдать приоритет для названий геоблоков с конкретной географической привязкой (Карело-Кольский, по К. О. Кратцу, и др.).

Своими исследованиями по многим регионам мира с автором делились С. А. Андреев, Н. А. Божко, Г. Э. Грикуров, Е. А. Долгинов, А. А. Кrasilыщиков, Л. Э. Левин, Э. М. Литвинов, Ю. Е. Погребницкий.

При оформлении работы большую помощь оказали А. М. Фирсов, А. М. Поташинская и И. А. Седова. Всем указанным лицам автор выражает глубокую признательность.

Предлагаемая книга — первая попытка обобщения глобальных систем геоблоков и, конечно, еще содержит много дискуссионных и нерешенных вопросов. Автор будет благодарен всем читателям, которые выскажут конструктивные критические замечания.

ВВЕДЕНИЕ

Геоблоковое строение литосферы было впервые обосновано в 1967 г. на хорошо знакомом автору материале по геологии Востока СССР, позднее — применительно к Тихоокеанскому подвижному поясу и Тихому океану (40 % литосферы Земли), а в 1978 г. в глобальном масштабе. Однако в различной, менее определенной форме первые ростки этой концепции можно найти у ряда авторов. Вспомним о представлениях Дж. Муди и М. Хилла о глыбовой (сегментной) тектонике земной коры, явившейся результатом крупных скальваний (сдвигов), Р. А. Зондера о регматической системе трещин Земли, Г. Штилле об основополагающем значении глыб в геологической истории Америки.

Геологи нашей страны не раз заостряли внимание на изучении вопроса о значении блоковой тектоники: земная кора Евразии, по существу, имеет блоковое строение (А. Л. Яншин), множество различных по составу, строению и подвижности блоков составляет земную кору (А. В. Пейве), наблюдается общая делимость земной коры (В. В. Белоусов), земная кора — гигантская тектоническая брекчия (Ю. М. Шейнманн). Проблема деления земной коры на значительные по размерам блоки привлекла внимание металлогенистов (М. И. Ициксон, Е. А. Радкевич, М. А. Фаворская, Г. Н. Щерба и др.). Особенно четко в этом направлении высказались геологи, занимающиеся докембрием. На совещании по металлогении докембрия (Л., февр., 1975 г.) было обосновано положение, что внутреннее строение и характер развития складчатых поясов фанерозоя зависят от сегментарного и блокового строения докембрийской коры. Позднее Т. В. Билибина, В. И. Казанский, Н. П. Лаверов пришли к выводу, что формирование и размещение докембрийских рудоносных структур определяются степенью гетерогенности литосферы и в основном ее блоковым строением. Геофизики широко пользуются понятием «корово-мантийные блоки», или «блоки», подчеркивая тем самым существование латеральных неоднородностей в тектоносфере (Ю. Я. Вашилов, А. Г. Гайнанов, Р. М. Деменицкая, И. П. Косминская, С. И. Субботин и др.). На основании анализа континентальной земной коры на территории СССР установлено, что блоковое строение является одной из основных черт ее внутренней структуры (Л. В. Булина, Н. К. Булин, Г. И. Мартынова, Д. М. Мильштейн).

Примерно одновременно за рубежом была разработана (Р. С. Дитц, Г. Г. Хесс, Д. К. Максвелл, К. Ле-Пишон, Д. П. Маккензи, У. Д. Морган, Б. Айсекс, Д. Оливер, Л. Саикс, Э. Буллард, Г. Менард и др.) гипотеза литосферных плит («тектоника плит»), быстро завоевавшая признание большой группы геологов и геофизиков. В Советском Союзе сторонниками этой гипотезы являются Л. П. Зоненшайн, А. А. Ковалев, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, В. В. Федынский, В. Е. Хаин, В. А. Унксов и др. Защитники этих

взглядов уверовали в их всестороннюю обоснованность, утверждая, что концепция тектоники литосферных плит уже в настоящее время переросла в концепцию глобальной эволюции Земли, объясняющую с единых позиций основные закономерности геологического развития всей Земли в целом.

В настоящей книге автор дает характеристику геоблоков, или, что то же самое, литосферных блоков — «плит» ограниченного размера (1—16 млн. км²). Первоначально К. Ле-Пишоном было выделено шесть плит, затем У. Морганом — 20 плит, примерно столько же Д. Дьюи и Д. Бердом; в дальнейшем их количество увеличилось и наметилось формальное сближение концепции геоблоков и подвижных литосферных плит. Однако в концепции геоблокового строения литосферы рассматриваются положения, независимые от новой глобальной тектоники:

1) геоблоковое разбиение планеты, закономерно охватывающее все три ее главнейших подразделения: континенты, океаны и переходные между ними зоны (транзитали);

2) индивидуальные особенности геоблоков и межгеоблоковых сочленений, образующие современный глыбовый (ячеистый) узор Земли;

3) определение закономерностей размещения полезных ископаемых в геоблоках и межгеоблоковых зонах мира;

4) историко-геологические предпосылки, связанные как с ранней историей Земли, так и с последующим ее преобразованием.

В подавляющем большинстве случаев границы геоблоков четко выражены линейными или дуговыми геологическими телами; геофизические аномалии, как правило, лишь подчеркивают или придают большую глубинность геологическим границам.

Геоблоковая концепция в известном смысле дополнила теорию геосинклинально-платформенного строения земной коры. На ее основе доказано своеобразие строения транзиталей и океанов, где существуют особые историко-геологические и структурные условия: в первых из них глубочайшие рвы — желоба, во вторых — срединно-океанские поднятия и оленды.

КОНТИНЕНТЫ

ЕВРАЗИЙСКИЙ КОНТИНЕНТ

Крупнейший суперматерик Земли ($53 \cdot 10^6$ км²) непосредственно связан и с величайшей на планете шельфовой провинцией (около 5 млн. км²). Он включает две части света: Европу и Азию, разделенные Уралом. На юге от него отчленен Гималаями субконтинент Индостан. На схематической карте глубин залегания поверхности Мохо заметно, что подавляющая часть континента имеет мощность коры 40—50 км. Она резко утолщена в горных областях Южной (Загрос, Иранское нагорье) и Центральной (Тянь-Шань, Куьндунь, Тибетское нагорье, Гималаи) Азии (50—70 км) и утоняется (35—25 км) на большинстве приморских окраин и в пределах некоторых впадин (например, Паннонской).

Наиболее полная свodka тектоники Евразии была дана в 1966 г. коллективом авторов (ред. А. Л. Яншин). В составе континента были выделены области дорифейских, байкальских, ранней и поздней каледонских, герцинской, мезозойской и альпийской складчатостей. Особое внимание было уделено кайнозойским тектоническим зонам Тихоокеанского кольца и структурам морского и океанского дна. Блочное строение континента особенно хорошо заметно в его восточной части. В 1967 г. Восточная Азия была расчленена на геоблоки [29] (рис. 1). Важные геологические закономерности были выявлены при составлении «Тектонической карты Северной Евразии» (ред. А. В. Пейве, 1979 г.), основанной на новых принципах, связанных с установлением времени формирования континентальной коры в пределах крупных регионов.

Описываемый суперматерик расчленяется на 36 геоблоков (см. приложение 1 и 2), пять из которых принадлежат шельфовой провинции Евразии*. Различаются кратонные геоблоки с разным положением фундамента: а) обнаженным — Карело-Кольский, Свеккофенский и Индостанский, б) частично выходящим на поверхность — Днепровский, Анабарский, Алдано-Становой, Хуанхэ и Янцзы и в) перекрытым различной мощности чехлом — Белорусско-Прибалтийский, Московско-Мезенский, Волго-Камский и Ангарский. Особое положение занимает «трапповый» Тунгусский геоблок — наиболее насыщенный на материке основными вулканитами.

Отличительная черта многих геоблоков Евразии — мозаичный складчато-глыбовый характер. Это относится как к палеозойским геоблокам запада континента (Иберийский, Западноевропейский) и Центральной Азии (Казахстанский, Алтае-Саянский, Байкальский и др.), так и к палеозойско-мезозойским и мезозойским Восточной Азии (Колымский, Амурский, Меконг). Их отличительный признак — сочетание крупных массивов обычно с докембрийским

* Описание геоблоков дается отдельно для Европы и Азии. — *Прим. автора.*

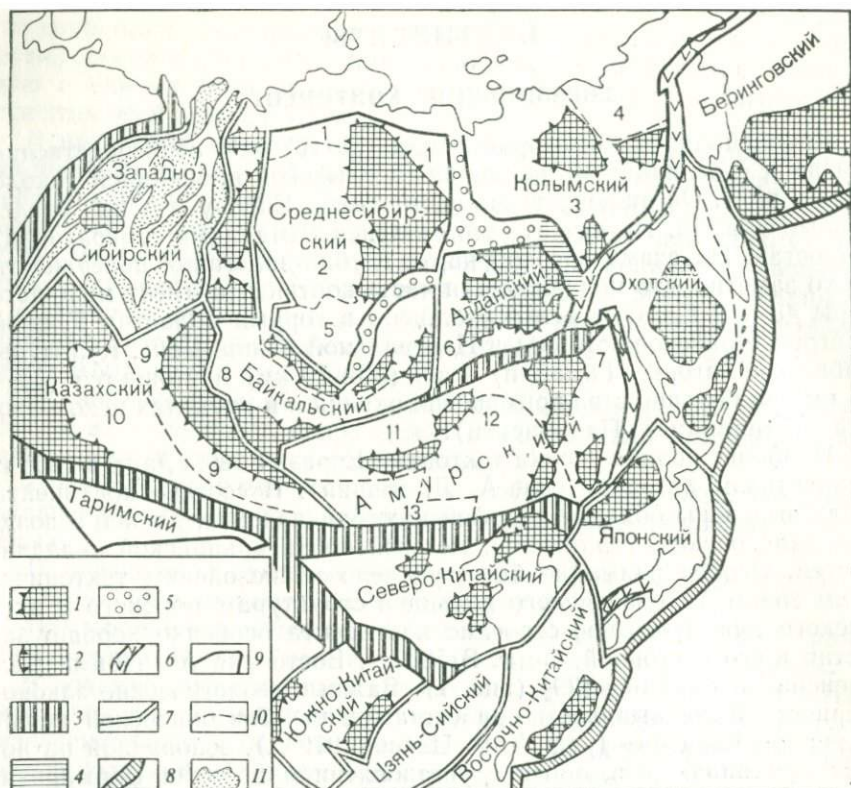


Рис. 1. Схематическая карта геоблоков Азии. По Л. И. Красному (1967 г.)

1 — массивы; 2 — погружения краевых морей с субвулканической корой; 3 — геосинклинальные складчатые системы; 4—5 — прогибы (4 — перикратонные, 5 — краевые); 6 — вулканические пояса и их звенья (вулканогены); 7 — краевые швы; 8 — глубоководные желоба; 9—10 — границы (9 — прогибов и желобов, 10 — геосинклинальных систем); 11 — складчатые структуры фундамента Западно-Сибирской плиты. Складчатые системы: 1 — Оленекская, 2 — Тунгусская, 3 — Верхоянская, 4 — Чукотская, 5 — Ангарская, 6 — Становая, 7 — Сихотэ-Алинская, 8 — Кузнецко-Яблоновая, 9 — Зайсанская, 10 — Джунгарская, 11 — Монголо-Охотская; 12 — Большехинганская, 13 — Южно-Монгольская

кристаллическим ядром и складчатых структур разного возраста. Массивы являются важным составным элементом Кызылкумско-Гиндукушского, Ирано-Белуджистанского, Родопско-Малоазиатского геоблоков и, вероятно, геоблока Тар. И только немногие геоблоки (Великобританский, Западно-Китайский) в основном представлены геосинклинальными образованиями.

Значительная площадь к западу и югу от Урала занята структурами длительного (в мезозое и кайнозое) оседания — Западно-Сибирским и Туранским геоблоками. Первый из них тесно сопряжен с Карской шельфовой плитой.

Среди древнейших докембрийских структур Евразии своей детальной изученностью выделяется глыба Балтийского щита, разде-

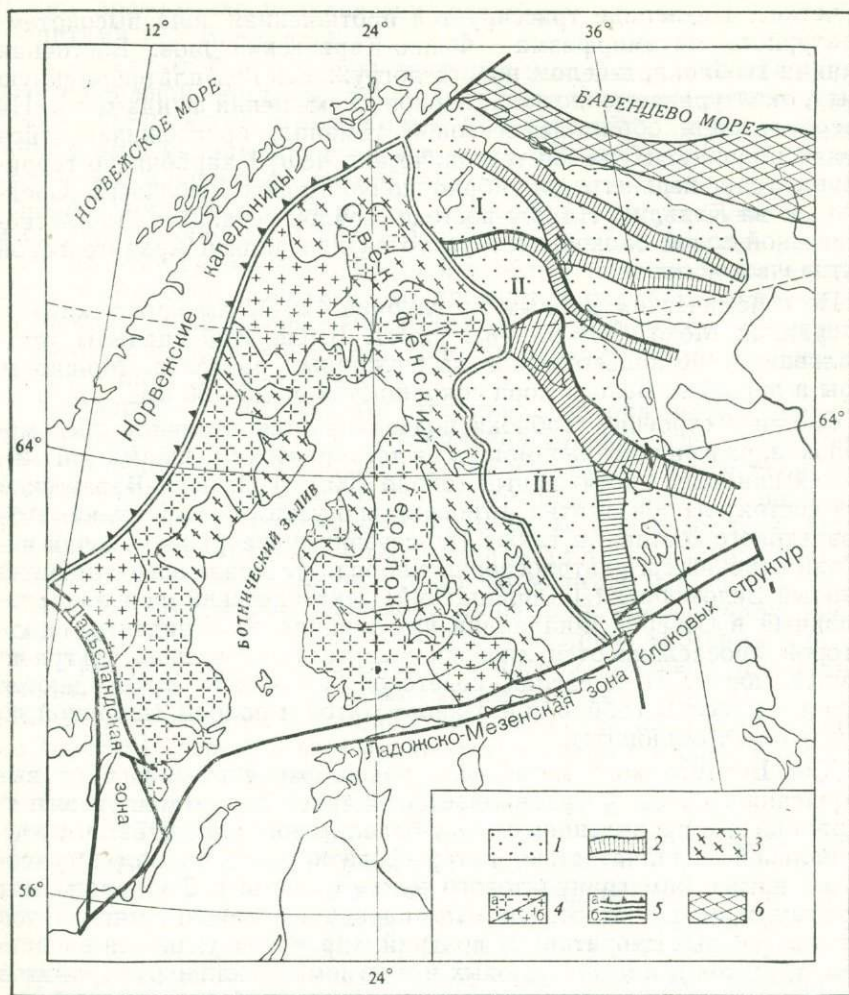


Рис. 2. Схематическая карта геоблоков Балтийского щита. По К. О. Кратцу и др. (1978 г.)

1—2— Карело-Кольский геоблок: 1 — существенно досвекофено-карельские комплексы (древнее 2,6 млрд. лет), 2 — мобильно-проницаемые и шовные зоны (с базитами и гипербазитами); 3—4— Свекофенский геоблок: 3 — свекофено-карельские (2,6—1,75 млрд. лет) и позднекарельские (1,75 млрд. лет) комплексы, 4 — граниты: а — свекофено-карельские, б — готские (1,75—1,2 млрд. лет); 5 — границы геоблоков (зоны); а — надвиговая норвежских каледонид, б — разломно-шовная; 6 — многоэпиклиналильные байкалиды (тиманиды).
 Мегаблоки: I — Кольский, II — Беломорский, III — Карельский

ленная на два геоблока: Карело-Кольский и Свекофенский [21]. Юго-западная часть последнего составляет Южно-Скандинавский (Дальсландский) мегаблок. Разбиению на крупные блоковые структуры придерживаются и другие исследователи.

Карело-Кольский геоблок ($0,6 \cdot 10^6$ км²) охватывает северо-восточную часть Балтийского щита. Его границы достаточ-

но четкие. На западе трассируется протяженная зона высокотемпературного метаморфизма — Фенно-Карельский шов. Восточная граница геоблока, в целом полого погружаясь под платформенную плиту, оконтуривается полосой блоковых смещений фундамента. На севере геоблок обрамляется зоной тиманид, прослеживающейся в виде надвинутых на юг тектонических чешуй карбонатно-терригенных толщ верхнего докембрия полуостровов Рыбачьего, Среднего и о-ва Кильдин. На юго-востоке геоблок ограничен Ладожско-Мезенской зоной блоковых структур активизации и Архангельской тектонической зоной.

По сейсмическим данным на глубине 42—30 км прослеживается граница Мохо ($V_T = 8,1—8,2$ км/с). Выше этой границы устанавливается несколько менее выдержанных разделов. Мощность коры в пределах Белого моря сокращается до 25—30 км.

Сложное строение геоблока подчеркивается наличием трех мегаблоков, разграниченных мощными тектоническими швами (рис. 2). Из них наиболее протяженный (около 700 км) Печенго-Варзугский шов состоит из зон смятия, относительно узких поясов вулканитов базальтового состава, а также (по северному фасу) из цепочки интрузий основных и ультраосновных пород. Не менее впечатляющий главный Беломорский (Лапландский) тектонический шов, закартированный в Северной Финляндии как мощная зона надвига, вдоль которой прослеживаются линзовидные тела и массивы ультраосновных пород. В пределах советской части шва наблюдаются крупные массивы габбро-норит-анортозитов и полосы (шириной до 15 км) бластомилонитов.

Для Беломорского мегаблока, расположенного к югу от вышеописанного шва, устанавливается в архее два этапа развития: 1) ранний — с проявлением толент-базальтового магматизма и изоклинальной складчатостью, который датируется по возрасту сопряженного с ним гранулитового метаморфизма в 2,85 млрд. лет; к этому времени относится формирование чарнокит-мигматитов и гиперстеновых диоритов; 2) поздний, характеризующийся внедрением друзитов и плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов (2,7 млрд. лет), а также региональным метаморфизмом амфиболитовой фации особо высоких давлений. Следующие этапы развития относятся к Свекофено-Карельской складчатости.

Важная составляющая часть Кольского мегаблока — Мурманский массив сложен плагиомикроклиновыми гнейсами (свыше 2,8 млрд. лет) и разновозрастными гранитами с реликтами реоморфизованного гнейсового субстрата и древнейших амфиболитов. Основные радиогенные датировки по биотиту, мусковиту и роговой обманке (2,4—2,3 млрд. лет, 1,7—2,0 млрд. лет) свидетельствуют об интенсивных процессах омоложения. В осевой части мегаблока широко распространены глубокометаморфизованные супракрупные породы (древнее 2,7 млрд. лет).

Южную и юго-западную части Карело-Кольского геоблока занимает Карельский мегаблок, сходный по строению с Кольским.

В нем древнейшие вулканогенно-сланцевые комплексы прорваны гранитами (2,7 млрд. лет).

К западу от Фенно-Карельского шва и до Скандинавской складчато-покровной системы развиты кристаллические образования Свекофенского геоблока ($0,5 \cdot 10^6$ км²) с плутоническими процессами, укладываемыми в эпоху 2,2—1,8 млрд. лет. В этом геоблоке с мощностью коры 35—42 км в составе осадочно-вулканогенного комплекса в большом количестве присутствуют кислые и средние вулканиты (лептиты), а также весьма широко развиты свекофенские гранитоиды. Важной особенностью геоблока следует считать отсутствие неизменного древнего архейского фундамента, а также наличие своеобразного петельчато-мозаичного структурного плана, связанного с многократными деформациями и процессами глубинного диапиризма [21].

Примером геологического строения геоблока может служить хорошо изученная область Центральной Швеции, где породы лептитовой формации регионально метаморфизованы до гнейсов, прорваны раннесвекофенскими умереннокислыми гранитами (1,88 млрд. лет), образующими крупные конформные тела. Позднесвекофенские микроклиновые граниты (1,8—1,73 млрд. лет) сопровождаются широкими ареалами мигматитов. Юго-запад Скандинавского полуострова занимает *Дальсландский мегаблок* (мощность коры 30—37 км), испытавший в позднем протерозое (1,1—0,8 млрд. лет) протоактивизацию, сопровождавшуюся площадной гранитизацией и региональным метаморфизмом. Древнейшие архейские образования мегаблока представлены красными и серыми гнейсами, перекрытыми вулканитами кислого и среднего состава с кварцитами и конгломератами.

Скандинавская межгеоблокковая система, вытянутая на 1700 км при средней ширине 200—250 км, срезает на востоке мощным надвигом геоблоки Балтийского щита. На западе прослеживается гравитационная ступень шириной 30—100 км. В целом система характеризуется интенсивной отрицательной региональной аномалией ($70 \cdot 10^{-5}$ — $110 \cdot 10^{-5}$ м/с²). Четко выраженным пограничным элементом служит поднятие, сложенное в низах метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях «западными гнейсами», и в верхах метакarbonатными породами и вулканитами основного состава. В прибрежной зоне наблюдаются и конкордантные тела ультрабазитов и эклогитов и пород мангрит-анортозитового состава. Главный геосинклинальный комплекс охватывает образования от верхнего докембрия до силура. Вся система состоит из тектонических покровов. Часть их (на востоке) многогеосинклинального типа залегает на древнем кристаллическом фундаменте, другие (на западе) сложены существенно ордовикскими метавулканитами и серпентинизированными ультрабазитами. На эти тектонические покровы наложены впадины, выполненные девонской континентальной молассой.

В Восточной Европе кристаллический докембрий перекрыт мощным чехлом, и только на юго-востоке ее известны поднятия — Ук-

раинское и Воронежское, разделенные Припятско-Донецкой шовной зоной длительного развития. Автор предпочитает выделить более крупный Днепровский геоблок ($1,2 \cdot 10^6$ км²), в пределах которого находятся два мегаблока. Основанием для этого служит широкое развитие разновозрастных и близких по типу прогибов с мощными железорудными залежами.

Воронежский мегаблок, расположенный к юго-западу от Волго-Камского и отделенный от него Пачелмским авлакогеном, представляет собой удовлетворительно изученную бурением докембрийскую глыбу, обособленную, по-видимому, еще в старые времена геологической истории. Его юго-западной границей служит Припятско-Донецкая система, северо-западной — Белевский и другие разломы, совпадающие с линейной магнитной аномалией. На востоке геоблока предполагается развитие среднепротерозойского краевого вулканогенного пояса [43], а также известна молодая (послемеловая) протяженная система Доно-Медведицких дислокаций. В пределах мегаблока мощность коры 40—50 км, граничная скорость на поверхности Мохо 8,1—8,2 км/с. Магнитное поле (ΔT) хорошо отражает строение фундамента, в котором различают вытянутые в северо-северо-западном направлении раннеархейские складчатые структуры, пронизанные крупными массивами мигматит-плагногранитного состава и раннепротерозойские трюги, напоминающие прогибы криворожской системы. В верхнем течении р. Дона архейское ядро обрамляется раннепалеозойской складчатой зоной и восточнее широкой полосой верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований.

Нижнепротерозойские отложения (1500—2700 м) несогласно залегают на древних гранитоидах или метавулканитах архея и состоят из сланцево-кварцитово-кварцовой (внизу) и толщи, сложенной магнетитовыми и гематито-магнетитовыми (вверху) кварцитами и филлитовидными сланцами. Среди этих и более древних толщ (2,7—2,5 млрд. лет) наблюдаются гранитоиды и мигматиты плагноклазового состава. Завершает разрез докембрия ритмично наложенные слюдястые сланцы, метапесчаники и диабазовые метавулканиты с пачками мраморизованных карбонатных пород (1,9 млрд. лет), а также метавулканиты основного, кислого состава и комплексы основных пород и гранитоидов (1,45—1,2 млрд. лет). Железистые кварциты Воронежского массива, локализованные в крупных синклиниях, находятся в пределах нескольких рудных районов, известных под общим названием «Курская магнитная аномалия» (КМА). Докембрийское поднятие в эпоху образования платформенного чехла выступает как антеклиза, крылья которой перекрывались девонскими и каменноугольными отложениями. На юго-востоке антеклизы известны Доно-Медведицкий вал длиной около 300 км, пограничный с Прикаспийским овалом.

Пограничной структурой между Воронежским и Украинским геоблоками служит Припятско-Днепровско-Донецкая система, ограниченная разломами. Глубинные исследования показали, что в ее основании находится позднепротерозойская шовная структура, пре-

образованная в среднем девоне в рифтогенную систему. Западное звено этой межгеоблоковой структуры — Припятский авлакоген (глубина 4,5 км) осложнен продольным горстом, центральное Днепровское звено — прогиб, нарушенный поперечными разломами, выполнен девонскими соленосными толщами, известными и в Припятском авлакогене, а также в нижнепермской соленосной толще. Здесь отмечается проявление щелочно-базальтового вулканизма и щелочно-ультрабазитового интрузивного магматизма. В конце карбона на месте авлакогена возникла синеклиза. Восточное звено структуры составляет сложную линейную складчатую зону Донбасса, где фундамент погружен на очень большую (до 20 км) глубину. Инверсия и складчатость в этом широко известном каменноугольном бассейне произошли в ранней перми.

На основании детальных геофизических исследований установлено, что поверхность Мохо не имеет обратного рельефа, как ранее предполагалось. На большей части структуры обнаружены две границы Мохо, происхождение которых связывается с раннепротерозойской и байкало-герцинской эпохами тектогенеза. К последней приурочены границы на глубинах 35—45 км на северо-западе структуры, 30 км в ее центральной части и 40—45 км — на востоке.

Украинский мегаблок расположен к югу от Припятско-Донецкой системы и выделяется разными исследователями под названием «щит» или «массив». Мегаблок на западе граничит с Предкарпатским краевым прогибом и на юге и юго-востоке — с системой глубоких разломов (Белградский, Каринитский и Главный Азовский), совпадающих с гравитационными ступенями в поле силы тяжести.

В геолого-геофизическом отношении Украинский мегаблок изучен весьма детально. Густой сетью профилей ГСЗ В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым, В. А. Дедеевым и другими геофизиками и геологами выявлено его сложное глубинное строение. Наиболее значительные мощности коры (до 60 км) приурочены к участкам раннепротерозойской стабилизации, наименьшие (30 км) — к древним архейским массивам. Выявлено ступенчатое строение фундамента со значительными перепадами мощности коры. В среднем граничные сейсмические скорости по поверхности Мохо колеблются от 8,1—8,2 км (на глубине 40 км) до 8,3—8,4 км (на глубине 50 км). Так, поверхность Мохо представлена зоной мощностью около 5 км, а иногда прослеживаются два-три раздела с соответствующими граничными скоростями, расположенные в верхней мантии друг над другом на расстоянии 8—10 км. Любопытно, что в мегаблоке «базальтовая» сейсмическая скорость 6,6—7,0 км/с установлена в районах выходов габбро-лабрадоритов. Следует подчеркнуть, что в магнитном и гравитационном аномальных полях Украинский мегаблок отличается от Воронежского тонкой мозаичной структурой с резкими перепадами на границах блоков как силы тяжести, так и интенсивности поля (ΔT)_a.

Древнейшие комплексы мигматитов и гранитов слагают в геоблоке основание зеленокаменных толщ (3,1—3,0 млрд. лет). В те-

чение 2,8—2,7 млрд. лет образовались: а) кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты, б) плагиомикроклиновые граниты, в) аплито-пегматоидные граниты. К метаморфическим супракрустальным образованиям относится ряд серий (2,8—2,5; 2,3—2,2; 2,1—1,7 млрд. лет).

По мнению Н. П. Щербака, Т. В. Билибиной, С. Н. Тихомирова и других исследователей, древнейший супракрустальный комплекс представлен пироксеновыми кристаллосланцами и гнейсами с подчиненными телами метабазитов, относящимися к вулканогенной формации, а более молодой — гранат-биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с глиноземистыми гнейсами и мраморизованными доломитовыми и кальцитовыми известняками (терригенная формация). Эти архейские толщи нередко объединяются в массивы (Подольский, Черкасский, Приднепровский, Приазовский), разведенные линейными складчатыми системами или зонами. Хорошо изученный Криворожский шовный синклинорий состоит внизу из зеленокаменной толщи и сверху из сланцево-джеспилитовой толщи с богатыми магнетитовыми и гематитовыми рудами. В других линейных прогибах аналогами нижнепротерозойских толщ Криворожской системы являются кристаллосланцевые и гнейсо-сланцевые толщи с мраморами и подчиненными пачками железистых кварцитов. Все они обычно преобразованы в мигматитовые тела и прорываются гранитами (1,9 млрд. лет). В восточной части Приазовского массива выявлены щелочные интрузии (1,7 млрд. лет).

Структурные особенности древних архейских массивов различны. Так, в Приднепровском массиве преобладают купольные формы, достигающие в поперечнике 60 км (Саксаганский купол), а в Кировоградском — линейные. Резко отличаются от архейских структур раннепротерозойские. Узкий, наклоненный на восток Криворожский синклинорий, усложненный более мелкими складками, обрзан глубинным разломом на западе.

На западе Европы отложения раннего докембрия известны в Гебридском поднятии, ограничивающем с запада Великобританский геоблок ($0,8 \cdot 10^6$ км²). Его южная граница следует вдоль прогиба пролива Ла-Манш. Восточная граница более сложная. Она отделяет на юге британские герциниды и каледониды от молодой платформе «Центрального Британского Блока», принадлежащего, по-видимому, уже Западноевропейскому геоблоку. На севере рифт Викинг отсекает рассматриваемый геоблок от норвежских каледонид.

В фундаменте пограничного Гебридского поднятия («Гебридский массив», по Ф. Даннингу) выходят на поверхность древние (2,9; 2,6 млрд. лет) серые гнейсы с линзами ультрабазитов и базитов. После сложных складчатых деформаций и повторного метаморфизма (2,19 млрд. лет) произошло внедрение ультрабазитовых и базитовых даек толеитового ряда. Повторные интенсивные переработки древних толщ имели место 1,9; 1,6—1,5 и 1,1 млрд. лет. С глубоким размывом на этих породах лежат торридонские песчаники.

О строении Великобританского геоблока можно судить по хорошо исследованной территории о-ва Ирландия и центральной и северной частях о-ва Великобритания. Из главнейших структурных элементов британских каледонид Ф. Данинг выделяет (с севера на юг) несколько зон, ограниченных крупными надвигами, сбросами и линейными поднятиями:

1) каледонская метаморфическая зона, представленная следующими породами (снизу вверх): а) пелитовыми, иногда известковистыми сланцами с линзами амфиболитов (900—800 млн. лет); б) ортокварцитами, известняками, глинистыми и графитовыми сланцами; в) граувакковыми турбидитами и глинистыми сланцами с пиллоу-лавами (Θ_1); установлены четыре фазы деформаций с весьма сложной складчатостью и метаморфизмом;

2) грабен Мидленда — посткаледонская структура, являющаяся одновременно и межгорным молассовым прогибом. Северная его часть заполнена турбидитами, сланцами, аркозами и конгломератами (арениг — карадок), южная — мелководными обломочными породами с вулканитами;

3) массив Лонгфорд — Даун (Южно-Шотландское нагорье) и южнее расположенный массив Озерного округа — о-ва Мэн — г. Ленстер — сложная зона британских каледонид, более молодая и менее метаморфизованная, чем северная зона. Вулканический фундамент (O_1) выходит на поверхность в узких окнах среди отложений верхнего ордовика. Выше преобладают терригенные толщи (O_2 — S), иногда ритмично наслоенные. В южных районах этой зоны наряду с турбидитами (O) широко распространены вулканиты среднего и кислого состава; здесь же известны каледонские гранитовые плутоны;

4) геосинклиналь Ирландского моря, состоящая из архейских (?) ортогнейсов (на юго-западе) и сильно деформированного и в разной степени метаморфизованного геосинклинального комплекса. Кроме осадочно-вулканогенных толщ здесь обнаружен «автокластический меланж», представленный глыбами известняков, кварцитов, грубозернистых песчаников и пиллоу-лав; не исключено, что это брекчия оползания;

5) Уэльский прогиб (длина 450 км), занимающий юго-западный «угол» британских каледонид; снизу заполнен вендскими (?) игнимбритами, выше следуют песчаники и пелиты (Θ), вулканиты пестрого состава (O) и турбидиты (S). Вблизи юго-восточной границы прогиба наблюдается сокращенный платформенного типа разрез. Складчатость в прогибе наиболее сложная на севере и к югу постепенно упрощается.

Для описываемого геоблока характерны весьма сложная неоднократная повторяющаяся деформация и метаморфические преобразования. Здесь сочетаются раздвиги блоков, сопровождающиеся подводным и наземным вулканизмом, их близкие к вертикальным движения с образованием молассовых толщ, а также субгоризонтальное напользание коровых пластин и клиньев.

Западноевропейский геоблок* ($2,3 \cdot 10^6$ км²) охваты-



4295

вает обширную область, относящуюся почти целиком к герцинской Европе. Он имеет характерное мозаичное строение и состоит из срединных массивов — Армориканского, Центрального, Французского и Богемского, выступающих из-под осадочного чехла эпигерцинских плит. Условно к этому же геоблоку относится погруженный под эпикаледонскую плиту Лондонско-Брабантский массив или даже вся Среднеанглийская антеклиза. Четкая южная граница геоблока очерчена Пиренейской межгеоблоковой геосинклиналью, складчатой зоной Юрских гор и цепью передовых и межгорных прогибов, разделяющих герцинские и альпийские складчатые сооружения. На юго-западе резко выражена ступень континентального склона Бискайского залива. Менее ясны северо-западная и северная границы геоблока. В пределах геоблока различаются три мегаблока: Луарский (Французский), Восточно-Британский — Нижнерейнский и Майнско-Моравский. Западную часть наиболее крупного из них Луарского занимает Армориканский массив с докембрийским кристаллическим основанием [43]. На севере массива известны гнейсы гранитного и гранодиоритового состава с радиогенным возрастом 1,0—0,8 (и до 2,9) млрд. лет. Выделяются две складчатые зоны — Центральная с мощной ниже-среднепалеозойской толщей и очень сложная Южная чешуйчатого и покровного строения. Появляются слюдяные сланцы, гнейсы и лептиниты, смятые в лежащие складки с перекрытиями на десятки километров, а также офиолиты и ассоциации первичных глинистых пород и граувакк, превращенных в гнейсы и кристаллические сланцы, включающих базиты и ультрабазиты. Байкальская (или раннепалеозойская) складчато-покровная структура подвергалась герцинскому метаморфизму и гранитизации.

В Центральном Французском массиве различаются Авернское ядро и Рутено-Лимузенский комплекс. В первом из них в низах и верхах разреза известны толщи пелитов, превращенных в гнейсы и слюдяные сланцы, а в его средней части — метавулканы основного и кислого состава. Эти породы образуют асимметричные, иногда лежащие складки, переходящие в шарьяжи. В основании Рутено-Лимузенского комплекса залегают нижепалеозойские (?) очковые гнейсы, перекрытые метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщей.

На юго-востоке массива различаются складчатые карбонатные и вулканогенные венд-нижепалеозойские толщи и терригенно-карбонатные среднепалеозойские. Известны здесь и гранито-гнейсовые купола. Породы Центрального Французского массива испытали несколько фаз метаморфизма (670—650; 530—500 млн. лет и моложе).

Обширные площади Луарского мегаблока занимают крупные бассейны (до 10 км) — Армориканский на юге и Парижский на севере. Наиболее погруженные части Армориканского бассейна находятся на юге Франции. Разрез его начинается с нижнего и среднего триаса, сложенных песчаниками с прослоями доломитов и эвапоритов. Верхний триас соленосный. Юрские отложения в целом

карбонатные. С конца юры происходит разделение бассейна на два прогиба — Парантис на севере и Адурский — на юге. В меловое время продолжалось накопление карбонатных и глинисто-карбонатных толщ. В позднем венде в Адурский прогиб поступает с юга большое количество грубообломочного материала. Парижский бассейн формировался на палеозойском фундаменте начиная с перми; наблюдается значительной мощности отложение мезозоя и палеогена. Большинство толщ морские терригенно-карбонатные. Только в некоем преобладают континентальные и озерно-дельтовые толщи. В позднем олигоцене бассейн окончательно осушается.

Восточно-Британский — Нижнерейнский мегаблок охватывает значительную по площади эпикаледонскую плиту, перекрывающую Брабантский массив и Лондонский подземный выступ. В первом из них в долинах левых притоков р. Шельды выходят рифейские (?) и кембро-силурские отложения смятые в изоклинальные складки широтного простирания. К северу и югу кембро-силур перекрыт континентальными красноцветными отложениями девона и карбона. Большая же часть Брабантского массива сложена с поверхности верхнемеловыми и кайнозойскими осадками. В британской части мегаблока бурением вскрыты интенсивно деформированный ордовик и силур.

Горные районы Центральной Европы, расположенные к северу от Восточных Альп, относятся к Майнско-Моравскому мегаблоку. Его естественной западной границей служит Рейнский грабен. Срединное положение в мегаблоке занимает Богемский (Чешский) массив, обрамленный герцинскими складчатыми зонами. Значительные площади на западе заняты чехлом молодой платформы, перекрывающим как глыбы массива, так и палеозойские складчатые цепи. Ядро Богемского массива — «Молданубикум» * сложено глубокометаморфизованными (сланцы, гнейсы и синтектонические граниты) образованиями верхнего архея и (или) нижнего протерозоя, переработанными герцинским тектогенезом. Между кристаллическими выступами располагается ограниченный разломами Баррандов синклиний, представленный рифейскими граувакками, алевролитами и гранитизированными глинистыми сланцами, спилитами и туфами, а также ритмично наслоенными терригенными толщами. Обнаружены вендские тиллиты. Несогласно залегающий на этих образованиях кембрий имеет в своем составе песчаники, конгломераты и вулканиты среднего и кислого состава. Отложения ордовика, силура и нижнего и среднего девона составляют верхние толщи синклинория. В палеозое происходит последовательная смена терригенных осадков мелководными карбонатными. Большую площадь в пределах Богемского массива занимают герцинские гранитоиды.

На западе мегаблока находится впадина, граничащая на юге

* Существуют два мнения о происхождении названия «Молданубикум»: 1) от рек Молдовы и Дуная [43, с. 120] и 2) от «Молдан» — немецкого названия р. Влтавы [47, с. 199].

с Предальпийским молассовым прогибом. Эта впадина наложена на Саксо-Тюрингскую складчатую зону (имеющую докембрийский и байкальский фундамент) и на окраинную часть Богемского массива. Заполнение впадины осадками началось в конце перми. Со средней юры в северной части впадины начались воздымания, тогда как в южной продолжалось погружение вплоть до конца мела. Структура осадочного чехла характеризуется пологими изгибами. В центре впадины находится Франконский свод и на северо-востоке прогиб Франконского альба.

К югу от Луарского мегаблока, отделенный от него Пиренейской межгеоблоковой системой, находится полуостровная глыба Иберийского геоблока ($0,6 \cdot 10^6$ км²). У него четкие южная (Бетская покровно-складчатая система) и западная [Лузитанский (Португальский) периокеанский прогиб] границы и менее ясная — восточная, совпадающая с континентальным уступом.

На западе геоблока расположен крупный палеозойский массив — Иберийская Месета. Древний фундамент обнажается в зонах Корунда и Эвора. Овальные выступы докембрия сложены орто- и парагнейсами, а также слюдяными, хлоритовыми и амфиболитовыми сланцами. Наблюдается много интрузий различного состава. В Галисийско-Кастильском антиклинории определен К-Аг методом возраст в 0,9 млрд. лет, вероятно, указывающий на рифейское омоложение более древних толщ. Сильно деформированный верхний протерозой — нижний ордовик слагает нижний структурный этаж, а средний ордовик — силур — верхний. По составу это типичные эвгеосинклинальные образования с подводными вулканидами и гипербазитами. Герцинский тектогенез был интенсивный и многофазный и завершился внедрением гранитов. В геоблоке известны и более молодые флишоидные (на юге Португалии) и угленосные (Кантабрийская зона) каменноугольные отложения. Заметное место занимают и среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи.

Сложная полизональная межгеоблоковая система Пиренеев и сопряженный с ней молассовый прогиб Эбро — пример длительно развивавшегося структурного шва с перемежаемостью метаморфизованных и слабозмененных пород — палеозойских и более молодых.

Остановимся на Эльбинской структуре, которая, так же как и Прикаспийская, представляет собой область глубокого «провала» в земной коре. Для района низовьев р. Эльбы характерны увеличение глубины залегания фундамента до 15—20 км [43]. В северной части этого региона предполагается наличие сильно опущенного докембрийского массива, а в остальной — байкальский или байкальско-каледонский фундамент. Для девона — нижнего карбона характерны красноцветная континентальная моласса (в низах) и карбонатная толща платформенного типа с битуминозными углистыми известняками (в верхах). Пермская красноцветная вулканогенно-молассоидная формация еще более четко оконтуривает мегасинеклизу. Мощная соленосная толща венчает разрез нижней перми.

Последующие тектонические движения привели к формированию соляных куполов диаметром до 10 км и соляных валов протяженностью до 250 км. В центральных частях мегасинеклизы триас (1,8 км) представлен пестрыми песчаниками и соленосными отложениями (T_1) и раковинным известняком (T_2). В позднем триасе содержатся эвапориты (гипсы и соли). Юра преимущественно терригенная. Отложения нижнего мела представлены мергелями, глинами, алевролитами и сапропелевыми сланцами. Для позднего мела характерно широкое развитие мергельно-меловой формации; встречаются многочисленные прослои туфов. С началом палеогена возобновилось опускание. В районе рек Везера и Эльбы отложения кайнозойских песков и глин достигают мощности 1,0—3,0 км.

Сочетание подвижного, разбитого разломами фундамента и уникальной соляной тектоники привело к сложному строению и обособлению Эльбинской структуры, по площади близко совпадающей с «Датским треугольником» [47].

В пределах Русской плиты довольно четко выделяется Белорусско-Прибалтийский геоблок ($0,7 \cdot 10^6$ км²), занимающий ее северо-западную часть. Он отделен от Воронежского мегаблока древним (с позднего протерозоя) Оршанским прогибом, замыкающимся на юге Жлобинской седловиной. На юге по крупному разлому с амплитудой до 3 км геоблок граничит с западным звеном Припятско-Донецкого авлакогена и далее с Подляско-Брестским прогибом. На западе границы совпадают с соответствующим отрезком Датско-Польского авлакогена.

В аномальных гравитационном и магнитном полях геоблок выражен отчетливо мозаичными аномалиями. Часть из них имеет тенденцию к округлым очертаниям. Кора с помощью ГСЗ изучалась в западной части геоблока. Граница Мохо зафиксирована на глубине 45 км (8,2 км/с). Другая, также горизонтальная граница намечается на глубине около 36 км (7,2 км/с). В юго-восточной части геоблока мощность коры 36—38 км.

В пределах геоблока выделяются два мегаблока, соответствующие Белорусской (Мазурско-Белорусской) антеклизе и Балтийской синеклизе. Первый из них перекрыт целиком осадочным чехлом (110—800 м) — на крыльях верхнепротерозойским (рифейским) и на своде — среднепалеозойским и мезозойским. В верховьях р. Немана докембрийский фундамент залегает выше уровня моря и покрыт лишь четвертичными осадками. В антеклизе скважины вскрыты: а) архейские (AR_1 — PR_1 ?) чарнокит-мигматитовые образования, б) мощные толщи диафоритов амфиболитовой фации, в) тела габброидов, гранодиоритов и плаггиомикроклиновых гранитов с K-Ar возрастом 2,0—1,7 млн. лет, что связывается со свекофенской активизацией.

С известной долей условности в строении фундамента Русской плиты между мегаблоками можно выделить близмеридиональную зону раннепротерозойских протогеосинклиналильных образований.

Только в позднем венде—раннем кембрии Балтийская синеклиза подверглась совместно с Московской заметному оседанию. На-

чиная со второй половины раннего кембрия и до позднего силура *Балтийский мегаблок* представлял самостоятельную область погружения с накоплением вначале (до G_2) кварцево-песчаниковых толщ (50—100 м), затем (O_1) песчаниково-фосфоритоносных и алевролитовых (до 100 м) и во второй половине ордовика и до позднего силура глинисто-карбонатных (до 700 м). В раннем — среднем девоне на более ограниченной площади в Балтийской синеклизе преобладали отложения гравийно-песчаных толщ (до 200 м) и доломитов и доломитовых мергелей (средний девон — турне — 200 м). Наибольшие глубины (до 5 км) Балтийской синеклизы, продолжавшей свое развитие до начала мезозоя, известны в районе Гданьского залива. Синеклиза осложнена несколькими приразломными валами и многочисленными локальными поднятиями.

К юго-востоку от Карело-Кольского геоблока располагается Московско-Мезенский геоблок ($0,8 \cdot 10^6$ км²), охватывающий обширную территорию оседания кристаллического фундамента. В пограничной зоне обнаружены флексурные перегибы, или ступенчатого погружения докембрийское основание, или еще мало познанные тектоно-магматические зоны. Юго-западная граница проводится по градиентным зонам силы тяжести и линейным магнитным аномалиям. Очень резко выражена северо-восточная граница, трассируемая по крупному надвигу, ограничивающему складчатую зону Тимана. На Русской плите геоблоку соответствуют Московская и Мезенская синеклизы, которые рассматриваются как единая область опускания в позднем протерозое (рифее) и фанерозое. Средняя мощность коры составляет 40—43 км. Спокойный характер магнитного поля, близкий к нулевому, определяется сравнительно мощным осадочным чехлом. Только вдоль юго-восточной границы прослеживается на расстоянии около 700 км линейная отрицательная аномалия (—0,796—0,398 а/м). Более резкие перепады наблюдаются в гравитационном поле, отражающем глыбовые поднятия фундамента. В основании чехла платформы в пределах Московско-Мезенского геоблока находится разветвленная система позднепротерозойских грабенов, составляющая Среднерусский авлакоген. Скважина на глубине 4783 м к юго-востоку от Москвы не вышла из рифейских отложений. Основной этап обособления и опускания Московско-Мезенского геоблока, согласно К. Э. Якобсону, относится к позднему венду. Мощность рифея достигает 2,7 км, нижнего палеозоя — 0,5 км, среднего и верхнего палеозоя — свыше 1 км, мезозоя — до 0,3 км.

Мезенская впадина начала формироваться в среднем — позднем рифее [15]. Общее же опускание геоблока произошло в позднем венде. В это время накапливались толщи морских песчано-глинистых осадков местами с примесью вулканического материала. В раннем кембрии широкое распространение получили глины, иногда чередующиеся с алевролитами. Особой подвижностью отличалась осевая часть Московской синеклизы. Более поздняя геологическая история характеризовалась умеренным воздыманием геоблока. Только юго-восточная часть Московской синеклизы в сред-

нем девоне — турне находилась в районе накопления морских терригенно-карбонатных осадков и отчасти сульфатно-карбонатных пород. Дальнейшие нисходящие движения были весьма умеренными, и начиная с середины позднего мела осадконакопление прекратилось, хотя относительное опускание по отношению к соседним геоблокам сохранилось.

Наклон слоев в пределах Московской синеклизы очень небольшой (менее 1°), и она почти не нарушена складчатыми и разрывными дислокациями. Только в ее центральной части над Солигалическим грабеном наблюдается система Сухонских дислокаций, состоящая из крутых приразломных валов.

Своей, треугольной формой выделяется Тимано-Печорский геоблок ($0,6 \cdot 10^6$ км²), весьма резко выраженный по геологическому строению и в физических полях. Байкальская структура Тиманской гряды, вытянутая на 1100 км от Полюдова кряжа до п-ова Канин, продолжается и дальше еще на 600 км до п-овов Средний и Рыбачий. Это очень четкая межгеоблоковая система. На востоке границей геоблока служит сложнопостроенный перикратонный (и краевой) Приуральский прогиб. На севере геоблок охватывает Печорское море и его сочленение с Баренцевым геоблоком. Здесь граница проводится по Южно-Баренцевской флекуре.

Мощность коры в геоблоке составляет 35—40 км. Граничная скорость по поверхности Мохо 8,0—8,4 км/с. В нижней части коры на глубине около 30 км установлен высокоскоростной слой — 6,9—7,0 км/с. В осадочном чехле средняя скорость 4,35 км/с. Глубина залегания «базальтового» слоя — 18—22 км. В аномальном магнитном поле различаются три района: 1) Центральный — с протяженной положительной линейной аномалией, пересекающей весь геоблок, 2) Западный — с однородным отрицательным или близким к нулю полем и 3) Северо-Восточный — с изрезанным знакопеременным полем. Западному району спокойного магнитного поля соответствует в гравитационном поле крупный, вытянутый в северо-западном направлении овал. Согласно данным Н. Г. Берлянд и И. В. Запорожцевой, в этой западной Тимано-Ижемской мегазоне (рис. 3) архейско-нижнепротерозойское основание находится на глубине до 8 км. Резко увеличенная (до 12—15 км) мощность рифейских образований и пологие структуры фундамента позволили им рассматривать эту мегазону как рифейскую внутрикратонную впадину. К Центральному району приурочен граничный шов, трассируемый в южной части предполагаемыми интрузиями основного состава и группой пермско-триасовых приразломных поднятий. В северной части различаются рифейско-палеозойские авлакогены, разделенные поднятиями, претерпевшими инверсию. В Большеземельской мегазоне по геофизическим данным вырисовывается довольно крупный древний кристаллический массив, прорезанный на востоке пермско-триасовыми перикратонными поднятиями. Эта новая интерпретация геолого-геофизических данных противопоставляется длительно господствовавшему представлению о Большеземельной тундре как области байкальской эвгеосинклинали. Слабо

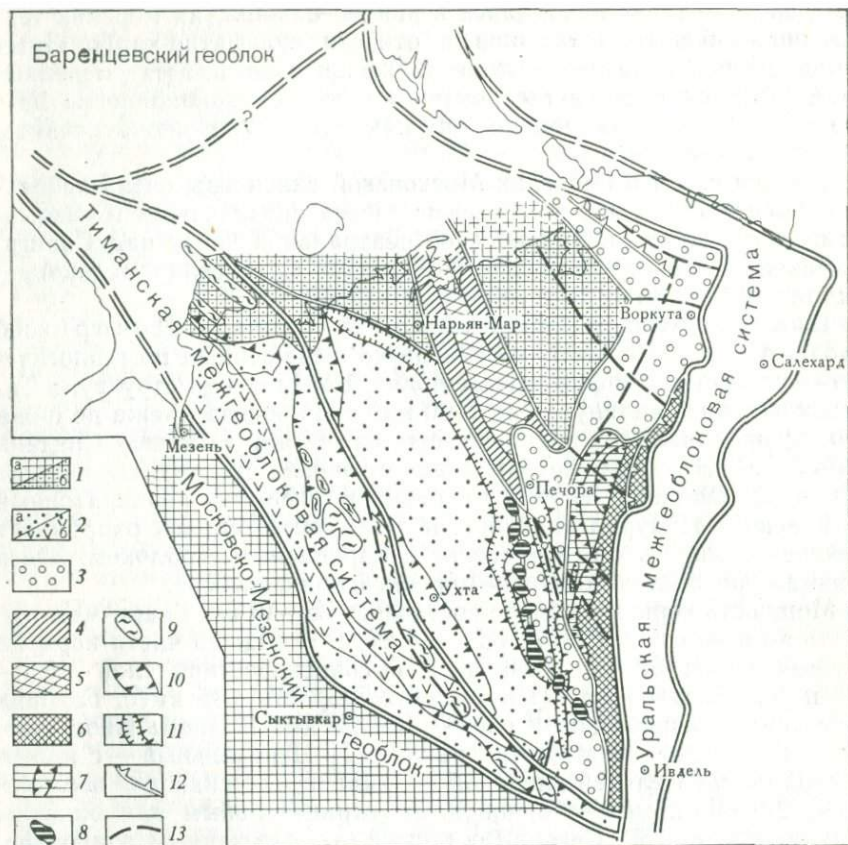


Рис. 3. Схематическая карта Тимано-Печорского геоблока. По Н. Г. Берлянд, И. В. Запорожцевой (1982 г.), с изменениями

1 — кристаллический фундамент (AR—PR): а — Московско-Мезенского геоблока, б — Большеземельского массива; 2 — перикратонные структуры (PR₃): а — Тимано-Ижемский прогиб, б — Притиманский вулканогенный пояс; 3 — Приуральский прогиб (PZ); 4—5 — Печоро-Колвинская палеоструктура (PR₃—PZ₁₋₂): 4 — палеоавлакоены, 5 — палеоподнятия; 6—7 — Урало-Пайхойское поднятие и грабены (V—E): 6 — поднятия; 7 — грабены; 8 — погребенные интрузии основного состава (?); 9 — выходы на поверхность рифея; 10 — контуры Тиманского выступа (PZ—T?); 11 — приразломные поднятия (P—T); 12 — надвиги и шарьяжи; 13 — разломы

деформированный осадочный чехол геоблока на западе Ижма-Печорской впадины принадлежит палеозойским и мезозойским отложениям. Большая часть Тимано-Печорского геоблока относится к Печорской синеклизе с терригенным венд (?) — ордовиком в основании разреза, карбонатным силуром — нижним девонем в средней части и несогласно перекрывающим терригенно-карбонатным средним девонем — визе. Верхи этой части разреза принадлежат терригенно-карбонатным с эвапоритами (P) и терригенным (T) осадкам. С резким несогласием залегают отложения юры — палеогена. К северо-востоку от Ижма-Печорской впадины наблюдаются

резко выраженный Печоро-Кожвинский мегавал, Денисовский прогиб и Печоро-Колвинский авлакоген. В последнем различается два грабена: юго-западный (D) и северо-восточный (O—S). В ранней перми оба грабена инверсировали и в верхних горизонтах представляют собой крупные приразломные валы. Далее следуют Хорверская впадина и Варандейский вал (вал Сорокина).

Таким образом, Тимано-Печорский геоблок представляет собой очень сложную, длительно развивавшуюся (с рифея до мезозоя и на севере до начала кайнозоя) структуру с древними (архей — ранний протерозой?) кристаллическими массивами, разделенными тектоническими швами. Высокая подвижность геоблока, расположенного на северо-востоке Русской плиты, устанавливает его неповторимый историко-геологический облик. Заслуживает внимания его расположение в системе внутреннего угла (см. рис. 16), входящего в пограничную область между северо-восточной окраиной Восточно-Европейской платформы и Урало-Пайхойского складчатого сооружения. Для нее характерна раздробленность рифтогенного типа с раздвиговыми явлениями.

Тиманская межгеоблоковая система состоит на западе из Притиманского перикратонного прогиба с глубиной погружения фундамента до 5—6 км, выполненного верхнепротерозойскими (рифейскими) отложениями, и шовного разлома, резко выраженного гравитационной ступенью и положительными линейными магнитными аномалиями. Этот шовный разлом представляет собой крупный надвиг интенсивно дислоцированных перикратонных отложений среднего рифея — нижнего венда на их платформенные аналоги.

Тиманский кряж [43], составляющий главную часть рассматриваемой системы, — асимметричное воздымание, разбитое поперечными разломами на блоки. В средней части кряжа (район Четласского Камня) выходят пологозалегающие толщи рифейских кварцито-сланцев (внизу) и карбонатных пород (вверху). Крутым надвигом отделена северо-восточная часть кряжа, где более крутые слои (до 60°) также по возрасту образований достигают амфиболитовой фации метаморфизма. Наблюдаются интрузивные тела габброидов, гранитоидов (625—525 млн. лет) и монцонит-сиенитов (600—500 млн. лет).

Волго-Камский (Волго-Уральский) геоблок ($1,2 \cdot 10^6$ км²) в целом составляет значительные поднятия древнего существенно архейского кристаллического фундамента и на Восточно-Европейской платформе выделяется под названием Волго-Уральской антеклизы. Юго-западным пограничным элементом служит Пачелмский позднепротерозойский авлакоген, выполненный рифейскими отложениями (более 2 км). Вдоль его крыльев наблюдаются инверсионные приразломные валы. Этот авлакоген прекрасно выражен положительными магнитными аномалиями с экстремальными значениями 1,114—1,512 а/м. Почти столь же четко в аномальном магнитном поле трассируется рифей-ранневендский Среднерусский авлакоген, служащий северо-западной границей геоблока.

В этих авлакогенах преобладают красноцветные и пестроцветные песчаные и песчано-глинистые формации. Северо-восточным и восточным ограничениями геоблока являются соответствующие участки Тиманской гряды и Уральской геосинклинальной складчатой системы. Мощность коры, изученной по нескольким профилям, изменяется в значительных пределах от 33 до 42 км. Граничные скорости поверхности Мохо по широтным профилям составляют 8,3—8,6 км/с и по меридиональным — 8,0—8,1 км/с.

В строении фундамента платформы в пределах Волго-Камского геоблока различается несколько миндалеобразных массивов архейской консолидации, пронизанных небольшими телами базитов и более крупными — плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов (PR_1). Эти массивы окружены нерасчлененными архей-раннепротерозойскими складчатыми системами, включающими удлиненные тела габброидов и гранитоидов, иногда щелочных.

Согласно данным В. Д. Наливкина, на западной, относительно приподнятой части геоблока различаются Жигулевско-Пугачевский, Токмовский и Котельнический своды, а восточная, опущенная его часть (к востоку от Татарского свода) сливается с Западно-Уральским перикратонным прогибом. Волго-Уральская антеклиз в рифее — раннем палеозое испытывала поднятие, в среднем и позднем палеозое — опускание. В это время здесь накопилось 1,5—3 км глинисто-карбонатных и частично (в перми) лагунных осадков. Антеклиза осложнена восемью сводами и тремя впадинами и несколькими системами дизъюнктивных валов. Следует отметить инверсию в девонском Кировско-Вятском авлакогене.

Прикаспийский структурный овал выделяется глубинным строением, уникально большой мощностью осадков и гигантским соленаккумуляцией. Учитывая его специфику, предложено немало терминов: синеклиза, мегавпадина, батисинеклиза, фиалоген, амфи-клиза и др. Региональные геофизические исследования Ю. А. Воложа, В. М. Пилифасова и Р. Ю. Сапожникова показали, что вдоль северо-западной границы овала фундамент залегает на глубинах 3—15 км и по системе флексур и разломов моноклинально погружается к его центральной части, где фиксируется на глубине 15—22 км. Здесь выпадает гранитный слой и осадочный чехол повсеместно подстилается комплексом пород с высокими (6,7—7,0 км/с) значениями скоростей, характерных для базальтового слоя краевых морей и океанов. На северо-востоке и востоке структуры находятся Северо-Прикаспийский и Восточно-Прикаспийский своды, в которых глубина фундамента 7—9 км. К востоку и югу от этих сводов располагается система прогибов. На юго-западе известно Астраханское сводное поднятие с минимальными отметками кровли фундамента 4 км.

Прикаспийский овал отделен от других структур не только флексурно-разломными уступами, но и прерывистым кольцом поднятий и прогибов. В настоящее время выделяются нижний и верхний подсолевые комплексы. Первый из них расположен в Центрально-Прикаспийской депрессии. Этот мощный (до 10 км) ри-

фейский (?) комплекс характеризуется чередованием толщи карбонатно-доломитового и терригенного состава. Верхний подсолевой карбонатно-терригенный комплекс (средний девон — артинский ярус нижней перми) развит не повсеместно. В основном он постепенно выклинивается по направлению к центру овала.

Накопление весьма мощного (до 3 км) эвапоритового комплекса относится к концу ранней перми (конгурский ярус) и началу поздней перми (казанский ярус). Соль образует сотни штоков, выдавленных в верхние горизонты коры в виде соляных куполов до 100 км в поперечнике. На глубине до 1—1,5 км соляные штоки сливаются в протяженные гряды. По данным А. А. Абдулина и других геологов, в западной части подсолевого ложа преобладают рифейско-нижнедевонские терригенно-карбонатные отложения (до 10 км), девонские — нижнепермские глубоководные глинистые битуминозные осадки (до 1,5 км) и соленосная толща кунгура (до 5—6 км). В восточной части подсолевого ложа комплекс начинается с терригенных отложений ордовика (?) — нижнего девона с участием вулканитов основного состава. Перекрывающие их терригенно-карбонатные девонские — нижнепермские отложения фациально замещают одновозрастные глубоководные осадки.

На основании геологических и геофизических исследований последних лет установлено, что Прикаспийская впадина не часть Восточно-Европейской платформы, а особый тип структур, формирующихся на стыке разновозрастных складчатых поясов и древних платформ.

Пограничная межгеоблоковая Уральская система имеет выдержанное меридиональное простирание главных структурных элементов. Последние данные, основанные на изучении физических полей, сейсмических, геологических и петрофизических материалов, позволяют выделить на западе системы зону с поверхностным или неглубоко залегающим архейско-раннепротерозойским кристаллическим фундаментом. Сюда относятся Приуральский прогиб и Центрально-Уральское поднятие. Кора Центральной (Тагильско-Магнитогорской) зоны имеет резко увеличенный «базальтовый» слой и обоснованно выделяющееся симатическое основание. Восточная зона включает Восточно-Уральское и Зауральское поднятия и другие структуры, сформированные на континентальной (допалеозойской?) коре, регенерированной в палеозое. Отсюда следует, что в современной структуре четко вырисовывается центральный симатический эвгеосинклинальный шов, зажатый между сиалическими фрагментами коры.

Следовательно, в западной части Уральской системы широко развиты миогеосинклинальные, близкие к перикратонному комплексу терригенно-карбонатные осадки рифейских и более молодых палеозойских до ранней перми включительно и в Центрально-Уральской зоне поднятий — сложношарьированные, часто метаморфизованные (глаукофановая фация) рифейского комплекса, пограничного с Тагильско-Магнитогорской эвгеосинклинальной молассой, сложенной додевонской офиолитовой формацией, пере-

крытой дифференцированными вулканитами и кремнистыми породами ордовика — нижнего девона, и несогласно на них залегающие вулканогенно-осадочные образования среднего девона — нижнего карбона. Все эти толщи пронизаны габбро-гипербазитовыми телами и многофазными интрузиями габброидов. Очень своеобразна Восточно-Уральская зона. На севере ее находятся гранито-гнейсовые купола, окаймленные местами серпентинизированными ультрабазитами. Еще восточнее широко развит терригенный угленосный карбон.

В Азии высокоподнятые геоблоки кратонного типа в целом тяготеют к северным и восточным окраинам материка. Они не оставались стабильными и подвергались неоднократной регенерации. Большинство геоблоков континента имеет мозаичное строение. В них рельефно выступают блоки древних кристаллических массивов, как правило, интенсивно гранитизированных, и обрамляющие или чаще срезающие их геосинклинальные складчатые системы, существенно палеозойские в Центральной Азии и мезозойские на северо-востоке материка. В фундаменте катастабильных геоблоков с мощным осадочным чехлом сохраняется та же закономерность — сочетание глыбовых и линейных геосинклинальных и рифтогенных структур. К этим геоблокам (нефтегазоносным провинциям) относятся Западно-Сибирский и Туранский. Последний имеет ромбовидную форму, слегка вытянутую к северу в сторону Тургайского пролива структуры — Туранской плиты общей площадью 2 млн. км². Его обрамляет с северо-запада складчатый комплекс южного окончания открытой части Урала и выпуклый изгиб Прикаспийского овала, с востока и северо-востока — складчатые сооружения Казахстана и Западного Тянь-Шаня и с юго-запада — Копетдаг. Через северную часть Каспийского моря Туранская плита соединится с значительно меньшей по размеру Скифской плитой. Обычно в состав Туранской плиты включают Чуйскую синеклизу и Сырдарьинскую впадину. Они отделены от западной части плиты меридионально вытянутыми зонами поднятий, и, вероятно, правильнее их включать в Среднеазиатский мегаблок.

Мощность коры Туранской плиты колеблется от 30 до 45 км. Подъему поверхности Мохо (30—37 км) соответствуют положительные структурные элементы — своды. Аномальное магнитное поле юго-западной части геоблока в целом спокойное положительное. То же относится и к Северному Устюрту. Северо-восточная часть геоблока отличается более сложным знакопеременным мозаичным полем. В фундаменте известны докаледонские, возможно, байкальские и даже более древние глыбы — Северо-Устюртская, Карабогазская и наиболее крупная Центрально-Каракумская; эти глыбы разбиты разломами на ряд блоков, что отразилось на особенностях тектоники чехла. В глубоких скважинах вскрыты плагиогнейсы и гранито-гнейсы (Карабогаз) и протерозойские (?) графит-хлорит-мусковитовые сланцы, перекрытые среднеюрскими отложениями. На Северном Устюрте выделяются очень выдержан-

ная преломляющая граница с $V_1=6,0-6,2$ км/с и ряд спокойно залегающих горизонтов, отождествляемых со слабодислоцированным верхним палеозоем. Здесь в дочехольных отложениях преобладают верхнепермско-нижнетриасовая красноцветная песчано-аргиллитовая толща с прослоями кислых туфов и лав основного и среднего состава.

Позднетриасовая складчатая зона мангышлакских киммерид выделяется интенсивными максимумами Δg . С севера она ограничена крупным региональным разломом. Мангышлакской зоне соответствует глубокий прогиб, выполненный мощными миогеосинклинальными и молассовыми толщами верхнего палеозоя — триаса. Тот же триасовый возраст интенсивных складчатых деформаций характерен и для Туаркырской зоны. В Каракумах под чехлом известны палеозойские гранитоиды и кислые вулканы, а также условно относимые к среднему палеозою различные слабометаморфизованные сланцы, алевролиты и песчаники. В прогибах между древними глыбами развита верхнепермская — нижнетриасовая пестро- и сероцветная моласса. Начало формирования платформенного чехла в разных районах плиты заметно варьирует — от триаса (в наиболее глубоких прогибах) до юры (на большей части плиты), мела, палеогена и неогена.

Р. Г. Гарецкий [8] указывает на наличие следующих структурных ярусов: 1) триас — нижнеюрский, представленный терригенно-вулканогенной частично угленосной формацией (мощность 1—3 км); 2) среднеюрский — нижнемиоценовый, сложенный разнообразными формациями: угленосной, пестроцветных глин, терригенно-карбонатной, соленосной, морской терригенно-глауконитовой, мелоподобных мергелей и писчего мела, карбонатной, морской глинистой и септариевых глин; 3) средний миоцен-нижнеплиоценовый, широко распространенный на западе плиты; сложен морскими терригенно-карбонатными породами, замещаемыми на востоке континентально-терригенными, 4) верхнеплиоценовый — антропоценовый, выполняющий пониженные участки, представлен морскими и континентальными существенно терригенными отложениями.

Общая мощность чехла достигает в прогибах 5—6 и даже 8—10 км (Юго-Восточная Туркмения); на поднятиях она сокращается до 2—3 км.

Морфологические типы структур разнообразны. Выделяются крупные по протяженности зоны прогибов (Северо-Туркменская), линейные кряжи и гряды, сложенные породами фундамента и чехла (Мангышлак, Туаркыр), а также своеобразный Репетекский соляной вал, возникший над разломом фундамента. Структуры чехла на большей части Туранской плиты связаны с блоками фундамента и отсюда характерны в разной степени унаследованные тектонические формы. Так, под древними глыбами в чехле возникали изометрические своды (Карабогазский, Центрально-Каракумский) или широкие вытянутые прогибы (Северо-Устюртский).

Скифская плита, выделенная М. В. Муратовым в 1955 г., яв-

ляется западным мегаблоком Туранского геоблока. На севере ее границы с Днепровским геоблоком проходят по краевой зоне разломов, продолжающей к востоку Главный Северный надвиг Донбасса. На юге, также по системе разломов, она граничит с альпидами Кавказа. В фундаменте Предкавказья, занимающего всю центральную часть мегаблока, с юга на север выделяются: 1) зона доверхнепалеозойской геосинклинали, 2) древний (PR₃) Северо-Кавказский массив с участками позднепалеозойской гранитизации, 3) Предкавказская складчатая система (PZ₂₋₃), 4) зона Маньчжских грабенов (700×35 км), прослеживаемая до Каспийского моря (P—T). Еще более сложные блоки байкальского и герцинского фундамента установлены на западе Скифской плиты, включающие Степной Крым.

Согласно Р. Г. Гарецкому [8], подошва платформенного чехла Скифской плиты имеет сложную морфологию. В Керченско-Таманском, Западно-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах она погружена на 10—12 км. Иногда этот чехол начинается с отложений триаса и нижней юры, но чаще со средней юры и различных ярусов мела. В нижней части чехол представлен известняками, доломитами и известковыми аргиллитами триаса, а в верхней — пестроцветными терригенными осадками. Нижне-среднеюрские отложения представлены сероцветной толщей глин, алевролитов и песчаников с углистыми остатками (до 1 км). Верхняя юра — терригенно-карбонатная (внизу), галогенная и пестроцветная терригенная (вверху). Мощность ее от сотен метров до 1,5 км. Несогласно на юрских отложениях залегают карбонатно-терригенные и терригенные осадки неокома. С размывом на неокоме и более древних породах залегают песчано-глинистые глауконитовые формации апта — альба (на юге до 1 км). Для сеномана характерна песчано-глинистая, глауконитовая формация, для сеномана — турона — терригенно-карбонатная и для турона — маастрихта — формация мелоподобных мергелей и писчего мела. На разных горизонтах мела залегают широко распространенные терригенно-карбонатные и карбонатные породы палеогена — нижнего миоцена. На более древних породах несогласно залегают терригенные толщи: а) среднемиоценовые — среднеплиоценовые (до 3 км), б) верхнеплиоценовые — антропогеновые (до 0,7—1,6 км).

Для Скифской плиты характерны линейные тектонические формы платформенного типа простирания, близкого к широтному. Они связаны с блоковыми подвижками фундамента. В центре ее выделяется изометричный Ставропольский свод, установленный еще в 1926 г. (как подземный выступ) А. Д. Архангельским. Он почти со всех сторон ограничен флексурно-разломными зонами.

Значительная по протяженности (1300 км) и ширине геосинклинали складчатая система Кавказа и Горного Крыма расположена между Туранским геоблоком на севере и Ирано-Белуджистанским и Родопско-Малоазиатским геоблоками — на юге.

В ядре мегантиклинория Бол. Кавказа и массивов выходят на поверхность докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы, мрам-

моры и амфиболиты. В герцинских структурах известны эвгеосинклинальные толщи ($S-C_1$) с подводными вулканитами (5—7 км) и интрузиями габбро-пироксенит-дунитового и плагиогранитного состава и орогенные образования (C_2-T). Мезозойский структурный этаж Бол. Кавказа представлен отложениями нижней и средней юры — геосинклинальными терригенными (до 3,5 км) и спилит-порфирит-диабазовыми (до 3 км) толщами. В Новороссийском районе развиты мощные (до 9 км) флишевые толщи верхней юры — нижнего мела. Кайнозойские континентально-морские молассы завершают геологическую эволюцию системы.

Геологическое строение Мал. Кавказа имеет ряд заметных отличий. В нем значительно шире и полнее развиты разновозрастные вулканиты, в том числе и очень молодые — миоценовые, плиоценовые и четвертичные.

Многостадийная существенно эвгеосинклинальная эволюция Кавказской межгеоблоковой системы свидетельствует о длительном (докембрий — кайнозой) существовании этой сложной структуры.

Западно-Сибирский геоблок ($2,3 \cdot 10^6$ км²) охватывает молодую платформу того же названия. Его изученность в связи с нефтегазоносностью за последние два десятилетия существенно продвинулась. В. С. Сурковым, О. Г. Жеро, А. Э. Конторовичем, И. И. Нестеровым и другими исследователями детально изучены фундамент и чехол платформы на основании данных, полученных при проведении буровых и геофизических работ.

Западной границей геоблока служит Урало-Казахстанский краевой прогиб, вытянутый в близмеридиональном направлении на 750 км. Южная часть его более глубокая (4,5—5 км), северная — не превышает 2,5 км. Выполнен прогиб преимущественно вулканогенно-карбонатно-терригенной, пестроцветной молассовой и липарит-базальтовыми толщами от верхов девона до триаса. Наиболее значительная часть разреза принадлежит среднему — верхнему карбону — перми. Прогиб выклинивается в низовьях р. Конды. Северную границу геоблока, возможно, следует трассировать по неглубоким впадинам, расположенным вблизи р. Сев. Сосьвы и далее, в районе вблизи широтных отрезков Обской и Тазовской губы. В этом же направлении протягивается овальное поднятие чехла, которое переходит в Мессояхско-Устьпортковский мегавал. В районе г. Солехарда изопакиты коры приобретают широтное простиранье.

Приенисейский борт геоблока прослеживается на протяжении 1500 км цепью впадин (с юга на север): Кемчугской, Каской, Дубцесской, Байхской, Маковской и Дудинской. Глубина впадин от 3 до 8 км. В этих впадинах преобладают терригенные толщи от девона до триаса. Так, например, в Каской впадине вскрыта девонская толща, состоящая из переслаивания красно-бурых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов и известняков. Восточнее к межгеоблоковой системе относятся Енисейский перикратонный прогиб и его северное продолжение, где

буровыми скважинами вскрыты протерозойские хлорит-биотитовые, слюдисто-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы и, вероятно, верхнерифейские метаморфизованные песчаники и доломитизированные известняки. Южная граница геоблока менее отчетливая. Здесь известна ветвь Обь-Зайсанской геосинклинальной складчатой системы.

Глубинное строение Западно-Сибирского геоблока изучено недостаточно. В его центральных и южных частях прослеживается непрерывно два горизонта: а) соответствующий поверхности доюрского фундамента (4,9 до 6,4 км/с) и б) сопоставляемый с поверхностью Мохо (7,9—8,1 км/с). Другие сейсмические горизонты выделяются менее уверенно. Наличие их свидетельствует о сложности строения фундамента плиты. В магнитном поле геоблока резко выражена Омско-Пурская узкая линейная близмеридиональная отрицательная аномалия, делящая геоблок на две части. Другие, также линейные отрицательные аномалии свидетельствуют о более мелкой блоковой раздробленности фундамента плиты.

Средние значения геотермического градиента высокие — в западной части плиты около 50 (в °С/1000 м), в восточной — 35—40, что связано с накоплением тепла под слабо литифицированным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

Несмотря на обилие скважин, вскрывающих доюрский фундамент геоблока, единого мнения о тектонике нет. На новейшей тектонической карте фундамента плиты В. С. Сурковым (1981 г.) показано преобладание ранне- и позднегерцинских геосинклинальных складчатых структур, обрамляющих древний *Ханты-Мансийский байкальский выступ. В центральной и восточной частях геоблока в меридиональном направлении протягиваются раннемезозойские грабены — рифты. В 1977 г. Ю. Т. Афанасьевым установлено, что разрез доюрских толщ не характерен для геосинклинальных — складчатых комплексов. В нем, по его представлению, преобладают мощные пологозалегающие слоистые толщи.

Существенные отличия имеет и «Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского платформенного чехла» (1974 г.), составленная под редакцией И. И. Нестерова, на которой отсутствуют грабен-рифты.

По возрасту завершения образования структур различаются: 1) Северо-Сосьвинский район, где на позднегерцинских структурах развиваются антиклинали, своды и валы, закончившие свое развитие в раннем мелу, 2) Ханты-Мансийское поднятие (массив) со сводами и валами, сформировавшимися в юре — мелу, 3) Среднеобский район, включающий южную и среднюю части Колтогорско-Уренгойского мегажелоба. По обе стороны от последнего выделяется ряд региональных поднятий: Александровско-Васюганское, Нижневартовское, Сургутское и др. Наибольшей интенсивностью и длительностью развития (поздний мел и позднее) характеризуются линейные положительные структуры — антиклинали и валы. Как считают В. С. Сурков и О. Г. Жеро, осложняющие их «структуры более высоких порядков являются главным объектом

для поисков нефти и газа; они формировались в условиях относительного подъема на общем фоне погружения внутренней области плиты.

Таким образом, для Западно-Сибирского геоблока характерно длительное его опускание в течение юры — палеогена. В это время он представлял собой огромную ванну, в которой накопилось 6—7 км осадков в центральной части и значительно больше на севере. На схемах изменения скоростей погружения Западно-Сибирской плиты, составленных Е. М. Максимовым и М. Я. Рудкевичем, хорошо видно, что с максимальной быстротой (0,66—0,07; 0,07—0,85 мм/год) осадки накапливались в ее северных районах.

Юго-Восточнее Западно-Сибирского геоблока располагается Казахстанский геоблок ($1,9 \cdot 10^6$ км²), имеющий форму, близкую к треугольнику, несколько вытянутому к северу. Этот регион, названный Н. С. Шатским «Казахстанской складчатой страной», имеет четко выраженное блоково-складчатое строение с элементами облекающих дуговых структур в западной части. Подавляющее большинство геологов, несколько видоизменяя первоначальные толкования Н. Г. Кассина, выделяют в Казахстанском геоблоке древние глыбы коры континентального типа и разделяющие их линейные структурные элементы, развивавшиеся в геосинклинальном этапе на коре симатического или промежуточного типа. Складчатые дуги и метаморфические ядра массивов на западе геоблока от меридионального направления постепенно переходят к юго-восточному и южному, плавно обтекая сложнейшую центральную часть геоблока. На востоке его пограничное положение занимает Зайсанская складчатая система, западный борт которой обрезается Калбо-Чингизским глубинным разломом; к последнему приурочен значительный перепад глубин поверхности Мохо.

Границы с Туранским и Кызылкумско-Гиндукушским геоблоками хорошо выражены в аномальном магнитном поле. В Казахстанском геоблоке магнитное поле очень характерное, мозаичное, тогда как в Туранском оно сглаженное положительное, а в Кызылкумско-Гиндукушском также сглаженное, но отрицательное.

Для большей части Казахстанского геоблока мощность коры изменяется от 42 до 52 км. Отмечено, что в периферических зонах геоблока поверхность Конрада находится на минимальной (10—15 км) глубине.

Блоки с древней континентальной корой обнажены на западе региона, и их наличие предполагается в его восточной части (Атасу-Джунгарский, Северо-Прибалхашский и Караганда-Баянаульский районы). В Кокчетавском массиве обнаружены кварц-полевошпатовые гранулиты и гранулитовые гнейсы. В том же массиве известны биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболиты и гранат-двуслюдяные сланцы. Радиологическим методом определен возраст пород в 3,65 и 1,9—1,3 млрд. лет. В более молодых комплексах преобладают порфирииды и метаморфизованные кварцевые песчаники и кварцево-слюдяные сланцы.

В Улутау древнейшие, возможно, нижнепротерозойские образования — гнейсы, порфиробластовые амфиболиты, порфиритоиды и альбитовые сланцы. Более поздний этап метаморфизма (фашия зеленых сланцев) приурочен к нижней границе позднего протерозоя (1,1 млрд. лет). Предположительно, раннепротерозойские граниты и гранито-гнейсы имеют возраст 1,18 млрд. лет (альфа-свинцовый метод). Радиологический возраст гранито-гнейсов по монацитам и цирконам 0,95 млрд. лет (одна цифра 1,74 млрд. лет). Осевую часть Улутауского массива составляет антиклинорий, вытянутый в меридиональном направлении на 250 км. Он осложнен складками от крупных (до 50 км) до небольших и мелких.

На западной окраине геоблока прекрасно выражены пограничные складчатые структуры. На севере это Ишимско-Таласская зона, южнее Каратау-Нарымская. Геосинклинальное развитие первой из них охватывает поздний протерозой — ордовик; во второй — венд — силур и поздний девон — ранний карбон. Как и для многих подвижных зон, окаймляющих жесткие глыбы, в этих геосинклинальных прогибах преобладало накопление углисто-кремнисто-фосфатных, карбонатно-терригенных и ритмично наложенных флиш-идных толщ большой мощности. Для некоторых звеньев этого геосинклинально-складчатого пояса (Большой Каратау) характерно покровное строение.

Восточнее древних глыбовых фрагментов докембрийского фундамента протягивается прерывистая полоса эвгеосинклинальных образований (PR₃ — S), представляющих собой в начальной стадии систему прогибов, сформировавшихся в результате раздвига блоков Кокчетавско-Муункумского и Прибалхашского. Эта полоса обычно объединяется названием Ерементау-Чу-Илийская складчатая система. Ее северо-восточное крыло — Ерементауское звено сложено преимущественно кремнистыми и кремнисто-терригенными отложениями. В южном Чу-Илийском звене намечается преобладание терригенных толщ при подчиненном значении кремнистых и базальтоидных пород. В стадию угасания геосинклинального режима (G₃ — O) происходит сокращение глубоководных бассейнов и возникновение многочисленных поднятий. Подчиненную роль играют офиолиты с серпентинизированными гипербазитами и габбро, выходящими вдоль разломов.

Во внутренней части геоблока находится Джунгаро-Балхашская складчатая система, заметно отличающаяся в аномальных гравитационном (минимумы) и магнитном (максимумы) полях. Эта система обрамляется с севера ранне-среднедевонским вулканогенным поясом подковообразной формы, открывающимся на юг. В ядрах антиклинорийных поднятий системы известны метаморфические толщи (древнее 1,4 млрд. лет), а также кремнисто-вулканические образования (PR₃ — G₁), сопровождающиеся ультрабазитами. В других антиклинориях в основании палеозоя преобладают кремнисто-карбонатные, кремнисто-углисто-сланцевые и карбонатные отложения, прорываемые досилурийскими гранитами. Герцинский складчатый этаж (D₂ — C₂) представлен кремнисто-

терригенными и кремнисто-сланцевыми образованиями с подчиненными подводными вулканитами. В целом по вулканическим формациям каледонский и герцинский циклы сходны. В последнем более четко выражен сиалический профиль. В средней стадии преобладают продукты андезито-дацитового, а в поздней — кислого вулканизма.

На юго-востоке геоблока окраинное положение занимает Чингиз-Тарбагатайская складчатая система, сформированная на коре симатического профиля. Согласно А. А. Абдулину (1981 г.), в ее фундаменте находятся древние (протерозойские?) порфиритоиды, кварц-серицитовые сланцы и микрокварциты (3 км). Мощные (около 7 км) вулканогенно-осадочные образования венда — силура содержат: базальто-дацитовые, базальто-липаритовые, андезито-базальто-липаритовые и андезитовые покровы. Из осадочных пород преобладают граувакковые и вулканомиктовые песчаники и яшмоиды. Девонские отложения залегают в мульдах. Среди них известны терригенно-карбонатные толщи умеренной мощности и кислые лавы, туфы и игнимбриты. Интрузивный магматизм отличался значительным разнообразием. Докембрийские серпентиниты, перидотиты и пироксениты, кембрийские плагиограниты, ордовикские и силурийские гранитоиды и несколько сложных комплексов (от основных до кислых) в позднем палеозое характеризуют магматическую активность системы. Региональными разломами Чингиз-Тарбагатайская система расчленена на несколько зон. Для венд-кембрийского структурного этапа характерны узкие (10—15 км) антиклинории; в расположенных между ними синклинориях дислокации ордовика и силура более простые.

Для геоблока характерны крупные наложенные впадины, заполненные мощными (до 7000—8000 м) красноцветными толщами средне-позднепалеозойского и более молодого возраста. На окраине Чу-Сарысуйской впадины в Жезказганском районе среди пестроцветных толщ залегают медьсодержащие слои.

Особенности Казахстанского геоблока заключаются в сочетании: а) глыбовых, дугообразных и линейных структур, б) унаследованности и наложенности многообразных тектонических элементов. Характерно преобладание в раздвиговых зонах геоблока кремнисто-терригенно-вулканических формаций геосинклинального ряда с последующим орогенным и субсеквентным магматизмом. При общей стабильности ограничений геоблока его внутренние части отличаются весьма сложной блоково-складчатой тектоникой.

Граничная с Казахстанским и Алтае-Саянским геоблоком Обь-Зайсанская система состоит из северного близширотного звена и Зайсанского с четкой линейной северо-западной ориентировкой магнитных и гравитационных аномалий.

В Зайсанском звене с северо-востока на юго-запад выделяют структурно-формационные зоны: Иртышскую, Калбинскую, Чарскую (Западно-Калбинскую) и Жарма-Саурскую. В граничной с Алтае-Саянским геоблоком «Иртышской зоне смятия» широко развиты приразломные сильно сжатые пликативные структуры,

связанные с длительным развитием глубинного разлома. Здесь известен шовный горст-антиклинорий с мощной вулканито-осадочной толщей силура и девона. На юго-востоке зоны девонские породы преобразованы в гнейсы и различные метаморфические сланцы. В Калбинской зоне девонские и каменноугольные отложения терригенные большой мощности. Значительно разнообразнее средний палеозой в Чарской и Жарма-Саурской зонах, где известны в фундаменте ее докембрийские (?) метаморфизованные породы. В Чарской зоне в тектонических блоках среди серпентинитов зажаты клинья глаукофановых, гранат-эпидот-глаукофановых, амфиболовых и других сланцев. В силуре и девоне и раннем карбоне в этих зонах формировался эвгеосинклинальный прогиб с кремнисто-вулканогенными образованиями и рифтовыми известняками. Особенно мощным (до 9 км) нижним карбоном отличается Жарма-Саурский прогиб, где широко представлены вулканиты андезитового состава с повышенной щелочностью. Пермские отложения в Зайсанском звене континентальные, местами угленосные.

Интрузивный магматизм преимущественно гранитоидный; в Жарма-Саурской зоне более разнообразный. Здесь развиты девонские плагиограниты, каменноугольные габбро-диориты и габбро-эссекситы и пермские граниты, включая щелочные.

В Каратауской межгеоблоковой зоне наиболее древние породы обнаружены в линейном Бессазском блоке, зажатом в зоне Каратау-Таласского разлома. Здесь выходят на поверхность нижнепротерозойские (?) плагиоклазовые и другие гнейсы и амфиболиты и менее метаморфизованные кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы и филлиты (1500 м), а также известняки (до 400 м), кварц-полевошпатовые песчаники и вулканиты среднего и кислого состава (2500 м). Эти породы образуют линейные складки, иногда сжатые и опрокинутые.

На верхнем протерозое и прорывающих его гранитах несогласно залегает вендская терригенная толща (1000 м), включающая «тиллитоподобные» конгломераты. Выше следуют нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения (до 2000 м) с характерными углисто-кремнистыми сланцами, содержащими ванадий, молибден, фосфор, свинец и другие металлы.

Алтае-Саянский геоблок ($2,1 \cdot 10^6$ км²) под названием Алтае-Саянская (Саяно-Алтайская), Алтае-Саяно-Монгольская складчатая область известен по работам В. А. Кузнецова, А. Л. Додина, В. А. Унксова и др. Глубинное и геологическое строение региона было изучено сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством П. С. Матросова; юго-восточная монгольская часть геоблока — в 1974 г. Н. С. Зайцевым и Л. П. Зоненшайном. На северо-востоке пограничной с Сибирской платформой структурой является краевое поднятие Восточного Саяна. Менее четкая юго-восточная граница геоблока. Автор проводит ее по нескольким звеньям пояса среднепалеозойских континентальных вулканитов, обрамляющих с востока Тувино-Монгольский массив и по древним разломам северо-западного простиранья — Орхонскому и Восточно-

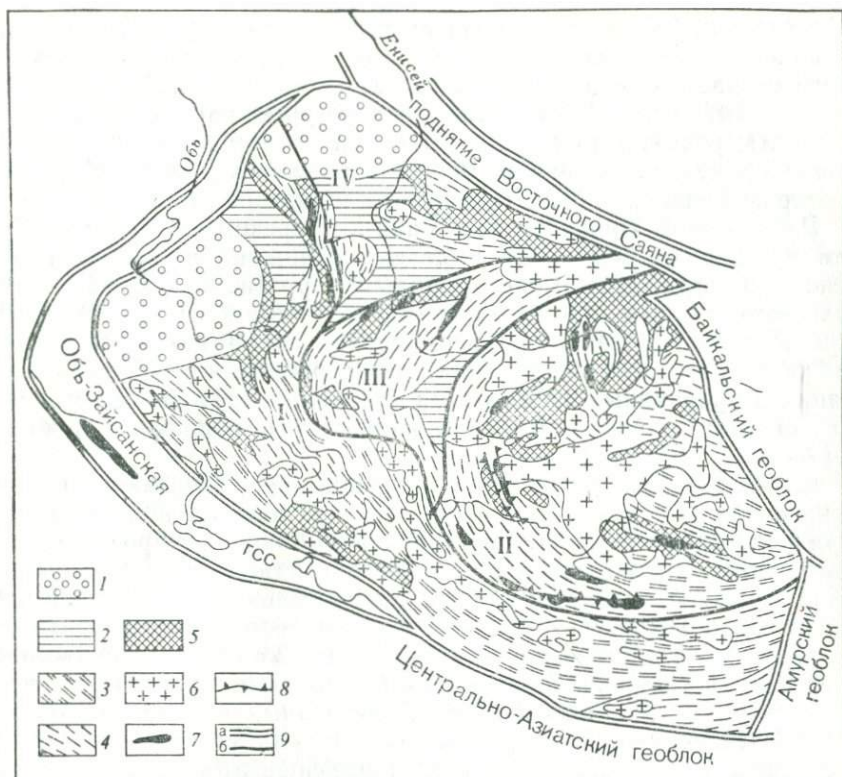


Рис. 4. Схематическая карта Алтае-Саянского геоблока

1 — кайнозойский покров; 2 — межгорные прогибы и впадины средне-позднепалеозойские; 3—4 — геосинклиналино-складчатые системы: 3 — среднепалеозойские; 4 — позднпротерозойские — раннепалеозойские; 5 — ранне-среднпротерозойский кристаллический комплекс; 6 — гранитоиды (преимущественно среднепалеозойские); 7 — офиолитовые комплексы (существенно гипербазиты); 8 — разломы; 9 — границы: а — геоблоков, б — мегаблоков. Мегаблоки: I — Кузнецко-Алтайский, II — Монголо-Тувинский, III — Западно-Саянский, IV — Минусинский (Хакасский). ГСС — геосинклиналино-складчатая система

Хингайскому. По последним данным — по аномальным магнитным и гравитационным полям — намечаемая нами граница отвечает резкой смене направления осей аномалий: близмеридиональным к западу от нее и северо-восточным — к востоку.

Структурный узор геоблока своеобразен. В нем системой глубинных разломов северо-северо-западного, близширотного и диагонального простирания сформированы ячеи, контрастно выраженные в геофизических полях и тектонических подразделениях. Именно торцевые и резко несогласные сочленения линейных и блоковых структур создают неповторимую внутреннюю мозаику геоблока. Разломами Главным Саянским, Северо-Саянским, Хангайским, Мартайгинско-Шорским — Цаганшибэтинским геоблок расчленен на несколько мегаблоков (рис. 4).

На юго-востоке Алтае-Саянского геоблока находится Тувино-

Монгольский мегаблок — значительный по размерам массив, состоящий из нескольких древних глыб архейско-раннепротерозойского возраста, разделенных прогибами, выполненными осадочными толщами ($PR_1—PZ_1$). Только в некоторых районах Сангилены выявлены реликты архейских (?) пород (гнейсы, чарнокиты, мраморы) гранулитовой фации. Выше (с размывом) залегают раннепротерозойские амфиболиты, мраморы и джеспилиты.

В Восточном Прихубсулье и Баян-Хонгорском выступе на крайнем юго-востоке мегаблока выделяются нижний гнейсовый комплекс (1,9 млрд. лет). Более молодым образованиям Тувино-Монгольского массива принадлежат гнейсы и мраморы (карбонатный комплекс), содержащие раннерифейские онколиты. Выделяются также карбонатные толщи, метаморфизованные в зеленосланцевой фации и прорванные пегматитами (820 млн. лет). Далее несогласно залегают грубообломочные и карбонатные отложения нижнего кембрия.

Юго-восточный фланг мегаблока занимает Идэрская зона, ограниченная выступами протерозойского основания и на севере — Прихубсульским позднепротерозойско-кембрийским прогибом, выполненным карбонатными породами с фосфоритами. В строении зоны основное значение имеют раннепалеозойские и девонские гранитоиды. Первые из них относятся к диорит-гранодиоритовой, а вторые — к гранит-щелочногранитной формации. Нижнекембрийские вулканогенно-карбонатные толщи смяты в относительно простые складки. Они слабее метаморфизованы, чем нижележащие протерозойские образования. Заметную роль играют подводные вулканы и пирокласты липарит-дацит-андезитового состава, нередко переслаивающиеся с известняками. Переход Идэрской зоны в Прихубсульский прогиб происходит при постепенном замещении вулканических образований карбонатными. Еще ближе к границе мегаблока выделяется Хангайский прогиб (синклиорий) — овал, вытянутый в северо-западном направлении. Этот прогиб сложен девонско-каменноугольной толщей, состоящей из кремнисто-терригенных отложений (в низах), и песчаниками (в верхах). Возможно, эти толщи следует относить к деформированному чехлу массива.

Расположенный к северу от Тувино-Монгольского массива *Западно-Саянский мегаблок* отделен от соседних мегаблоков узкими межразломными зонами, включающими цепочки тел серпентинизированных ультрабазитов и габброндов. В Западном Саяне в основании геосинклинального комплекса находится спилито-кераматифицирующая формация венда — нижнего кембрия, замещаемая нередко спилито-кремнисто-сланцевой. Выше залегают зеленые туфы андезито-базальтового состава (верхи нижнего и средний кембрий) и флишвидные толщи верхнего кембрия — нижнего силура. Отложения верхнего силура — карбона относятся к параллической и вулканической молассе.

Западную часть Алтае-Саянского геоблока составляют складчатые сооружения Рудного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау

и Монгольского Алтая. Они объединяются в Кузнецко-Алтайский мегаблок.

Рудный Алтай занимает окраинную часть рассматриваемого региона, и его, возможно, справедливо отнести к межгеоблоковой системе. По мнению большинства исследователей, фундамент Рудного Алтая ($\text{G}—\text{O}$), состоящий из метаморфизованных и зеленосланцевой фации терригенных пород, сходен с горноалтайским. В среднем девоне началось накопление вулканогенно-терригенных образований с преобладанием кислых вулканитов на поднятиях и туфогенных флишoidных карбонатно-глинистых осадков — в прогибах. Дальнейшее развитие Рудного Алтая ($\text{D}_3—\text{C}_1$) происходило в сложнофациальной (с обширным вулканизмом) обстановке. Не раз внедрялись гранитоиды. В среднем — позднем карбоне в межгорных прогибах накапливалась угленосная моласса с подчиненными кислыми вулканитами. В юго-восточном направлении (Южно-Алтайская зона) резко увеличивается мощность осадков среднего палеозоя (до 18 км) и усиливается дислоцированность соответствующих толщ.

Более древние толщи выходят на поверхность в сложноскладчатом Алтайском мегантиклинории, где преобладает однородная песчано-сланцевая флишoidная формация ($\text{G}_3—\text{O}_1$), возможно, турбидитового происхождения (до 9 км). Эти позднегеосинклинальные отложения перекрыты морской молассой (O_2). В некоторых районах известны граувакковая спилит-диабазовая формация венда — нижнего кембрия и кремнисто-сланцевая нижнего — среднего кембрия. В Монгольском Алтае в составе кембрия главную роль играет однообразная песчанисто-глинистая толща, перекрытая вулканогенно-терригенными и карбонатными породами ($\text{O}—\text{S}_1$). Формирование этого комплекса завершилось сложными складчатыми деформациями.

Северную часть Кузнецко-Алтайского мегаблока составляют вытянутые в близмеридиональном направлении складчатая система эвгеосинклинального типа Салаира и Кузнецкого Алатау и врезанный между ними Кузнецкий межгорный прогиб (бассейн). В первой из этих систем различаются ранняя венд-среднекембрийская стадия с гипербазиитами офиолитовой формации и поздняя — флишoidная, охватывающая вторую половину кембрия и ордовик. Завершает геосинклинальное развитие терригенно-карбонатная формация ($\text{S}—\text{C}_1$). Строение системы складчато-надвиговое. В Кузнецком Алатау в догеосинклинальную среднерифейскую (?) эпоху были развиты кремнисто-карбонатные осадки субплатформенного типа. Геосинклинальное развитие было сходно с ранней стадией Салаирской системы. В грабен-синклиналях Кузнецкого Алатау сохранилась пестроцветная моласса среднего — верхнего кембрия или континентальная и вулканогенная девона. Подводные вулканиты этих систем относятся к базальтоидной (метабазальтоидной) группе. Эффузивы представлены в основном базальтами, а иногда присутствуют дифференцированные образования базальт — андезит — липаритового ряда.

Кузнецкий межгорный прогиб (Кузбасс) начал формироваться в девоне. В карбоне накопились морские туфогенно-терригенные и карбонатные осадки, образующие мощную (до 1 км) континентальную толщу верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. Главная угленосная формация пермская. В Кузбассе наиболее сильная деформированность толщ приурочена к его западной окраине; известны узкие асимметричные складки и надвиги. В глубь бассейна складчатость существенно выполаживается.

Структура *Минусинского (Хакасского) мегаблока* определяется наличием крупной впадины того же названия. Выполняющие ее толщи залегают резко несогласно на каледонском складчатом фундаменте. Во впадине преобладают континентальные вулканогенно-осадочные толщи девона и угленосные — карбона — нижней перми. Вулканиды в нижних толщах базальтового и андезитового состава, нередко со щелочным уклоном. Выделяется также группа малых субвулканических интрузий и жерловых заполнений, представленных породами пестрого состава (габбро-диориты, трахибазальты, эссекситовые порфириды и др.). Известны небольшие массивы сиенитов и щелочных габброидов.

Итак, угловатость блоков, создающих структурный фон Алтае-Саянского геоблока, наличие межблоковых зон с гипербазитами, рожденных, как справедливо подчеркивал Ю. А. Кузнецов, в пределах симватической зоны литосферы, обусловили его особый облик.

Смежный с Алтае-Саянским Байкальский геоблок ($1,4 \cdot 10^6$ км²) выделяется резко выраженной сиаличностью с необычайно широким развитием гранитоидного магматизма, проявившегося в разной геолого-структурной обстановке. Для столь многоэтапного (от архея до позднего палеозоя) крупнообъемного гранитообразования, по-видимому, нужны были особые условия: наличие мощного древнего гранито-метаморфического слоя и глубинное щитовое диапировое воздымание, «поддержанное» близкой по размерам термической аномалией. В этом геоблоке можно найти некоторые доказательства гипотезы Э. Зюсса (и И. Д. Черского), рассматривавшего Байкало-Саянское нагорье как «древнее темя» Азии, сформировавшееся в докембрии и реагировавшее на позднейшие орогенические движения расколами.

Границы геоблока достаточно определены. Север и северо-запад его плавно описывают сложная полигенетическая пограничная Байкало-Акитканская зона и дугообразная Байкало-Патомская краевая система. На востоке граница геоблока совпадает с фрагментами планетарного Восточно-Азиатского градиента ундуляций геоида, соответствующего глобальному перепаду геоднородностей с центрами масс в интервале глубин 400—900 км. На севере к этой зоне тяготеет Удоканский авлакоген, глубоко вклинивающийся между Нечерским и Олекминским кристаллическими выступами. Южнее трассируются архейский Ама-латский выступ и Верхне-Витимский плутонический пояс. Южная граница геоблока на востоке совпадает с Монголо-Охотским разломом, а на западе — с Главной Саянской зоной (ширина 20—

25 км) разломов, пограничной между Сибирской платформой и Алтае-Саянским геоблоком. Эта хорошо изученная зона, сформированная в позднем архее (П. С. Матросов и др.), — пример крупного межгеоблокового шва, имеющего большую протяженность. Она характеризуется сближенными полосами милонитов шириной 6—8 км. Ее обновление имело место в разные эпохи протерозоя, в раннем и среднем палеозое, в конце юры и в кайнозое. Всем этим эпохам соответствовала магматическая активность. В пределах рассматриваемой зоны находятся линейные, преимущественно положительные магнитные аномалии с большим перепадом (ΔT)а. По обе стороны разлома наблюдаются термально-метаморфические линейные полосы. Проявление метаморфизма возрастает по мере приближения к зоне разлома от фации зеленых сланцев до амфиболитовой.

К граничной зоне Монголо-Охотского разлома тяготеют средне-позднепротерозойские шовные геосинклинальные прогибы: Куналейский с терригенными и вулканогенно-терригенными толщами и Шилка-Ононский, четко трассируемый метавулканитами основного и среднего состава и телами гипербазитов и габброидов. Образования, выполняющие эти шовные прогибы, собраны в линейные складки, осложненные плейчатостью.

Рельеф поверхности Мохо в пределах Байкальского геоблока неровный. На западе его краевая часть оконтуривается изогипсой 40 км. Мощность коры в пределах Байкальской рифтовой зоны меняется наиболее резко (от 35 до 45 км). В центральной части геоблока средняя мощность коры 42—45 км. В магнитном поле хорошо выделяются главнейшие пограничные структурные элементы. Особенно четко трассируется полоса положительных линейных аномалий до 0,796 а/м вдоль юго-восточной границы геоблока. Главные выступы докембрия (Байкальский, Шаражалгойский) характеризуются отрицательным магнитным полем. Мощность коры в их пределах достигает 48—50 км.

В составе геоблока различаются на севере Бодайбинский, в центре — Баргузино-Витимский и на юге — Южно-Байкальский мегаблоки. Южно-Байкальский мегаблок отделен от Баргузино-Витимского шовой Уда-Витимской (Туркино-Витимской) зоной, к которой тяготеют позднепалеозойские интрузии: а) ультращелочные уртит-якупирангитового и йолит-мельтейгитового ряда, б) граносиенит-гранитовые, многофациальные, в) щелочные граниты и аляскиты. Южнее этой межблоковой магматогенной зоны располагаются существенно кембрийские Джидинский эвгеосинклинальный и Еравнинский миогеосинклинальный прогибы. В первом из них широко представлены подводные вулканы спилит-диабазового и спилит-кератофирового состава, а также терригенные (в том числе флишoidные) толщи, во втором — карбонатные и вулканические толщи андезит-дацитового и дацит-плагиолипаритового состава.

Архейское ядро западной части мегаблока составляет Шарыжалгайский выступ, представленный следующими породами (сни-

зу): 1) гиперстеновыми, двупироксеновыми гнейсами, пироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами, 2) амфиболовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, 3) гранат-биотитовыми, биотит-кордиеритовыми гнейсами, чарнокитами, мигматитами. Общая мощность этих нижнеархейских толщ 7—8 км. Радиогенный возраст — 2,9 млрд. лет. В отложениях верхнего архея (до 4,5 км) преобладают гранат-биотитовые, графитистые и другие гнейсы (внизу) и мраморы, кальцифиры, кварциты (вверху). Радиогенный возраст — 2,7—2,5 млрд. лет. Для раннего и позднего архея характерны metabазиты, слагающие пластовые тела, для завершающего этапа — автохтонные ультраметаморфогенные гранитоиды.

Восточнее, в Селенгино-Яблоновой системе геоантиклинального строения, согласно Е. Н. Алтухову (1980 г.), выделяется несколько ранне-позднепротерозойских геосинклинальных складчатых зон широтного направления на западе и северо-восточного на востоке с мощными (до 10 км) толщами гнейсов и метаморфических сланцев. Наряду со сложноскладчатыми метаосадками и метавулканическими толщами среднего и кислого, реже основного состава наблюдаются и гранито-гнейсовые купольные структуры (Малханская геоантиклиналь). Проявление метаморфизма в позднем протерозое заметно ослабевает до фации зеленых сланцев — филлитов. Среди этих геосинклинальных образований наблюдаются отдельные глыбы древней консолидации — Кяхтинский и Гарганский массивы. Фундамент последнего представлен кристаллическими породами архея, а чехол — слабодеформированной среднепротерозойской карбонатной толщей (2,5 км).

Севернее Уда-Витимской зоны располагается *Баргузино-Витимский мегаблок*, соответствующий массиву того же названия. Он занимает обширную площадь (около 75 000 км²). К фундаменту массива относятся выступы архея, известные на Байкале и в бассейне р. Амалат, где на поверхность выходят (снизу): а) лейкократовые, иногда с гиперстеном гнейсы, б) меланократовые двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с линзами мраморов и кальцифиров, в) биотитовые мигматизированные и роговообманковые гнейсы и амфиболиты. Большую часть массива занимают гранитоиды, терригенно-вулканогенные и карбонатные толщи — относительно небольшие площади. Одни геологи здесь выделяют известково-доломитовую раннепалеозойскую геосинклиналь, другие — протерозойские (включая рифей) и нижнепалеозойские терригенно-карбонатные (с вулканитами) образования относят к деформированному чехлу массива. Становление Баргузинского гранитоидного комплекса в пределах гигантского Ангаро-Витимского батолита было сложным и длительным. Возраст баргузинских гранитоидов (К-Аг) колеблется от 1205 до 543 млн. лет и моложе. Одни исследователи ссылаются на наличие гальки баргузинских гранитоидов в вендских конгломератах, другие — на прорывание гранитами кембрийских известняков.

Обрамляющая с севера Баргузино-Витимский массив Байкало-

Витимская геосинклинальная складчатая система (ранние и поздние байкалиды) отделяет его от Бодайбинского мегаблока. Она приурочена к зоне глубинных разломов длиной свыше 1000 км и шириной 50—140 км. Породы раннего нижнепротерозойского эвгеосинклинального комплекса с диабазами, спилитами, кератофирами и их туфами обычно преобразованы в зеленые сланцы и метадиабазы. Повторное геосинклинальное развитие отмечается в позднем протерозое, когда сформировались в узких трогах офиолитовые толщи. Складчато-надвиговые дислокации Байкало-Витимской системы часто весьма сложные. Орогенный этап неравномерно охватывал разные зоны системы от кембрия до ордовика.

Бодайбинский мегаблок составляет северную часть Байкальского геоблока. На западе его различается раннепалеозойский Ангаро-Ленский передовой прогиб, Аkitканский среднепротерозойский вулканоген и протяженная Патомская складчато-надвиговая система. Рифтогенная щель оз. Байкал также связана с краевым швом. Аkitканский вулканоген (1,7 млрд. лет) протягивается на 600 км (ширина 30—59 км). В нем различаются две терригенно-вулканогенные толщи, между которыми находятся кислые лавы. С вулканитами тесно связаны интрузии гранитов, граносениитов и кварцевых порфиров. Возможно, что часть вулканитов и интрузий позднепротерозойские. Огибающая дугообразно древние поднятия — Чуйское, Тонодское и Нечерское — Патомская система составляла в позднем протерозое перикратонный прогиб, преобразованный позднее в складчато-надвиговую систему. Составляющие ее терригенно-карбонатные толщи (до 10 км) смяты в систему синклиналей, разделенных асимметричными антиклиналями или флексурами. Известны здесь пологие надвиги и крупные лежачие складки. Параллельно Патомской дуге, отделяя ее от Бодайбинского внутреннего прогиба, прослеживаются антиклинорные поднятия (Чуйское и др.), сложенные различными гнейсами и метаморфическими сланцами (PR₁). В этих толщах наблюдаются асимметричные, иногда изоклинальные складки, опрокинутые к северо-западу и северу. В Бодайбинском прогибе отложения верхнего протерозоя — венда (до 10—11 км) выполняли огромную чашеподобную впадину, обрамленную поднятиями. В нижней части прогиба преобладают терригенные ритмично наслоенные толщи с большим содержанием грубо- и крупнообломочных пород. Далее следуют терригенно-карбонатные и карбонатные отложения и черные углистые сланцы и песчаники. Наблюдается чередование пологих синклиналей с узкими гребневидными антиклиналями. Значительные площади структур заняты гранитоидами: в антиклинорных поднятиях — среднепротерозойскими (1,79 млрд. лет и древнее), а в Бодайбинском прогибе — позднепротерозойскими и частично раннепалеозойскими. Завершают магматическую историю Бодайбинского мегаблока существенно калиевые интрузии (350—268 млн. лет). К ним относятся щелочные, нефелиновые, калисидитовые и псевдолейцитовые сиениты. В некоторых массивах (особенно в Сыннырском) выявлены уникальные по содержанию K₂O

(18—21 %) крупные линзовидные залежи обогащенных кальсили-
том лейкократовые сннныриты.

В неоген-четвертичную эпоху сформировался Байкальский
рифт. Инициальные рифтогенные движения произошли в Южно-
Байкальской впадине — глубочайшей внутриконтинентальной де-
прессии. Для нее характерны: высокая сейсмичность, огромные
вертикальные относительные перемещения фундамента, аномаль-
но низкая скорость на границе юры и мантии (7,6—7,8 км/с).

Итак, геолого-структурные особенности Байкальского геобло-
ка, выделяющие его из глыбовых подразделений Евразии, заклю-
чаются в необычайно широком распространении разновозрастных
(от раннего докембрия до раннего палеозоя) гранитоидов, среди
которых существенная роль принадлежит микроклиновым грани-
там. Так, например, для главной фазы баргузинских гранитоидов
характерно содержание микроклина 45—60 %. Особое место за-
нимают среднепалеозойские щелочные породы с очень высоким
содержанием калия.

Сибирская платформа достаточно четко делится на геоблоки
[13]. Резко отличается глубинным и поверхностным строением
Вилуйская межгеоблоковая система, представляющая собой в ран-
ней стадии авлакоген, а в поздней — синеклизу. Заметна разница
в мощности коры анастабильных геоблоков Алдано-Станового и
Анабарского и траппового — Тунгусского. В первых двух она до-
стигает 40 км, в третьем не превышает 35 км. Меньшей мощно-
стью отличается (25—30 км) Вилуйская межблоковая система.

Алдано-Становой геоблок ($1,3 \cdot 10^6$ км²) ограничен
межгеоблоковыми системами: на юге — Монголо-Охотской и на
севере — Вилуйской. Западная граница трассируется системой
разломов (Патомско-Жуинским и др.) и поднятий (Амалатское,
Каларское, Чарское), восточная — перикратонным Сетте-Дабан-
ским — Юдомо-Майским прогибами, южная — частично Охотско-
Чукотским вулканогенным поясом. Различаются два мегаблока —
Алданский и Становой. Первый из них принадлежит кристалличе-
ской глыбе, традиционно называемой Алданским щитом. В нем
различаются обособленные сиалические ядра — древнейшие мас-
сивы (литоплиты) — Иенгрский (3,5—3,2 млрд. лет) и Уянский.

Гравитационное поле геоблока характеризуется общим слабо
пониженным фоном, простой формой аномалий. В аномальном
магнитном поле различается несколько районов. Наиболее резкой
дифференцированностью с преобладанием положительных анома-
лий интенсивности 0,238—2,38 а/м отличается Алдано-Тимптон-
ский район. В расположенном к югу Становом мегаблоке наблю-
дается относительно пониженное переменное поле, в котором изо-
метричные положительные аномалии (до 30 км в поперечнике) пе-
ремежаются с еще более обширными полями отрицательных анома-
лий. Гравитационное поле Станового мегаблока резко пони-
женное.

В древнейших структурных обособлениях алданид наблюдается
широкое развитие кварцитов, мраморов и кальцифиров, а также

диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев. Структурный план этих толщ характеризуется складками с разноориентированными осями и быстро ундулирующими шарнирами. В более поздних кристаллических образованиях существенную роль приобретают имеющие, вероятно, первичное вулканогенное происхождение гиперстеновые, гиперстен-амфиболовые, диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты. Для них установлена линейная складчатость. Выявлены две эпохи гранитизации: 1) ранняя — палингенные гранитоиды и плагιοграниты, палингенно-метасоматические граниты и габбро-нориты, 2) поздняя — лейкократовые и биотитовые, существенно микроклиновые граниты и мигматиты.

Для Алданского мегаблока характерны протерозойские (650—670 млн. лет) массивы центрального типа, приуроченные к локальным куполовидным поднятиям или краям сводово-глыбовых структур. Внутреннее ядро массивов обычно представлено дунитами и пироксенитами, периферическая часть — перидотитами и пироксенитами (косьвитов), окаймленными габбро-норитами и эссекситами. Значительное распространение имеют и мезозойские (158—110 млн. лет) щелочные интрузии фонолит-трахит-сиенитовой и лампрофир-сиенитовой формации.

Становой мегаблок — складчато-глыбовое сооружение, состоящее из древнего комплекса с кристаллическими сланцами основного состава и метаморфизованными ультрабазитами и более молодого — биотит-амфибол-гнейсового относительно простого строения. В этом верхнем структурном ярусе стеновид преобладают различные гранитоиды, образующие межформационные залежи. Складчатая структура поздних архейд мегаблока отличается сочетанием линейных и брахиформных складок. Их пространственное размещение согласуется с расположением раннеархейских выступов. На северо-западе и северо-востоке мегаблока в сложных структурных узлах выходят линейно вытянутые массивы (до 10000 км²) архейских (раннепротерозойских?) анортозитов. В постархейское время наблюдается широкое развитие мигматит-гранитовой формации, а также формирование межразломных негативных структур — шовных прогибов, к которым приурочены крупные полосы магнетитовых кварцитов.

Мезозой в рассматриваемом геоблоке характеризовался контрастностью: происходило формирование протяженной цепи рифтогенных прогибов, выполненных континентальными угленосными толщами (Южно-Алданский бассейн), а также крупнейшие проявления магматизма, охватившие Становой мегаблок, где на огромном протяжении внедрились юрские — раннемеловые гранитоиды.

Меньший по площади (0,9·10⁶ км²) Анабарский геоблок охватывает обширную антеклизу того же названия. Его границы на севере и востоке совпадают с мезозойскими прогибами и повсюду трассируются гравитационными ступенями. Этот геоблок, имеющий форму неправильного четырехугольника, представляет собой

поднятия, сложенное архейским кристаллическим фундаментом, выходящим на поверхность в бассейнах рек Анабара и Попигая. Фации и мощность протерозойских и палеозойских отложений свидетельствуют о том, что в течение длительного времени в его пределах формировался платформенный чехол и только с девона геоблок выступал как анастабильная структура, в центре которой находятся нижеархейские образования, имеющие следующий состав (снизу): 1) двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы, кристаллические сланцы и кварциты — 6—8 км, 2) лейко- и мезократовые гиперстеновые, двупироксеновые амфиболовые и биотитовые гнейсы — 4—7 км; 3) двупироксеновые, гиперстеновые, клинопироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, переслаивающиеся с биотит-гранатовыми гнейсами (внизу) и гранатые, биотит-гранатые, графит-биотит-гранатые гнейсы (вверху) — 5 км. Нижняя толща метаморфизована в условиях наиболее глубокой субфации гранулитовой фации ($T=820-950^{\circ}\text{C}$ и $P=800-1100$ МПа). Эти кристаллические образования сильно пережаты широкими складками.

В позднем архее Анабарский массив был расчленен субмеридиональными (до 30 км шириной) глубинными разломами. Склоны Анабарского свода полого (менее 1°) погружаются к периферии от ядра массива. Протерозойские (начиная со среднего рифея), вендские и кембрийские толщи платформенного чехла в пределах геоблока представлены карбонатными отложениями (доломитами, известняками, редко песчаниками) общей мощностью до 1,3—1,5 км.

На северо-востоке Анабарского массива обособляется *Оленекский мегаблок* — вытянутый овальный свод, рассеченный на два поднятия Котюндинским грабеном, выполненным нижнекаменноугольными отложениями. Свод в центральной части сложен осадками протерозоя и кембрия, а на периферии — верхнего палеозоя и мезозоя. Весьма показателен длительно (хотя и прерывисто) проявляющийся существенно щелочной и щелочно-ультраосновной магматизм в Анабарском геоблоке: 1) позднепротерозойские дайки (1,0 млрд. лет) протяженностью до 20 км и штокообразные интрузии монзонит-порфиоров, сиенит-порфиоров, сиеногаббро, 2) среднепалеозойские (365—345 млн. лет) — нефелиновые и щелочные сиениты, мельтейгиты, малиньиты (массивы Томтор и Богдо) и кимберлиты — массивные и кимберлитовые брекчии (400—350 млн. лет), 3) раннетриасовые — щелочноосновные трахидолериты, монзонит-порфиры; кимберлиты (248—246 млн. лет), поля даек, жерловин, линзовидных тел; пикриты и пикритовые порфириты (240—248 ± 10 млн. лет) — трубчатые тела, 4) позднерюрские — раннемеловые — кимберлиты и карбонатизированные щелочные базальтоиды — трубчатые и линзовидные тела и дайки.

Такое сосредоточение щелочных — ультраосновных пород в одном геоблоке — явление уникальное.

Западнее Анабарского геоблока находится Тунгусский геоблок ($1,2 \cdot 10^6$ км²), который под разными названиями (ме-

таблук, синеклизы, литосферная плита) выделяется как на схемах дорифейского фундамента Сибирской платформы, так и при районировании чехла. Границы геоблока четкие. Это крупные краевые швы на западе и севере геоблока и межгеоблоковый меридионального направления Тунгусско-Котойский структурный шов на востоке. К северу от нижнего (широтного) отрезка р. Ангары прослеживается Иркинеевский структурный шов.

В пределах геоблока находится мощная толща траппов (платобазальтов) верхней перми — нижнего триаса, представленная в нижней части туфогенными образованиями (0,6—0,8 км) и в верхней части мощными (2,5—3 км) лавами (преобладают толеитовые базальты). Все эти породы пронизаны многочисленными дайками, силлами, штоками и кольцевыми телами траппов. Излившийся и интрузивный базальтовый материал приблизительно равны по объему. Зоны, содержащие рои даек, достигают сотен километров в длину. Мощность силлов доходит до 350 м, даек — 100 м. В северо-западной части геоблока отмечаются крупные дифференцированные интрузии, состоящие в нижней части из пикритовых долеритов и троктолит-долеритов, часто с сульфидами меди и никеля, в средней — из оливиновых и безоливиновых долеритов и в верхней — из лейкократовых и кварцевых габбро-долеритов. Интрузивные тела тяготеют к периферии геоблока. В центральной его части наблюдаются многочисленные вулканотектонические структуры. Очевидно, газонасыщенная базальтовая магма всплывала над всей поверхностью геоблока по закону инверсии плотностей. В это время на глубине должен был существовать гигантский магматический бассейн. Принятое название для описываемой структуры «Тунгусская синеклиза» не очень точно отвечает этому тектоническому понятию; в ней различается несколько впадин (наиболее крупная Курейская).

Глубина погружения фундамента в центре геоблока оценивается в 8—10 км. Наблюдается заметное утонение гранитного слоя, и частично возможно его полное выклинивание.

Межгеоблоковая Вилюйская система — характерная структура входящего (внутреннего) угла платформы (см. рис. 16), разделяющего Анабарский и Алдано-Становой геоблоки. Ее обычно относят к палеоавлакогену, прослеженному с позднего протерозоя (900—620 млн. лет). Особенно рельефно Вилюйский палеоавлакоген выделяется по кровле венда (юдомия). Вендское карбонатное осадконакопление (до 6—8 км) после перерыва сменилось в среднем палеозое красноцветным глинисто-песчанниковым, **галогенным** и молассоидным (2,5 км). Здесь известны девонские соляные диапиры, а также широко проявленный толеит-долеритовый, трахибазальтовый и кимберлитовый магматизм. В среднепозднемезозойское время на месте авлакогена сформировалась Вилюйская синеклиза, вытянутая в близширотном направлении на 700—1000 км. Внутренняя часть синеклизы погрузилась до глубины 3 км. Ее днище и борта осложнены куполами, мульдами, иногда разрывами.

Ангарский геоблок ($0,9 \cdot 10^6$ км²) относится к Сибирской платформе, отделен на севере от Тунгусского геоблока Иркнеевской впадиной и протяженным Ангаро-Вилюйским разломом. На юго-западе его находится Присаянская впадина и на юго-востоке — Приленский краевой прогиб и зона разломов внешнего обрамления Патомской дуги. Более высокоподнятый и частично перекрытый трапповым комплексом Нижне-Ангарский мегаблок включает Канско-Тассеевскую синеклизу, выполненную нижнепалеозойскими карбонатно-терригенными толщами (до 7 км) и верхнепалеозойскими — нижнетриасовыми угленосными и туфогенными образованиями. Значительно большую площадь в пределах геоблока занимает Ангаро-Ленский мегаблок, слагающий Иркутский амфитеатр. Здесь находится хатакратон того же названия — крупная, слегка вытянутая в северо-восточном направлении отрицательная структура, состоящая из Приленской моноклизы и Ангаро-Ботубинской антеклизы. В последней различается ряд поднятий (выступов) — Ботубинское, Непское, Усть-Кутское.

Осадочное выполнение южной и восточной частей геоблока фиксируется начиная с вендско-среднекембрийского этапа, во время которого накопились кварцево- и глауконито-песчаные, доломитовые и галогенные (галитовые и калиеносные) толщи (до 2,5 км). В Прибайкальской зоне эти отложения смяты в узкую (от 15 до 70 км) полосу линейных складок. Близкие по составу толщи сформировались в раннем палеозое — силуре. Среди них заметное место принадлежит красноцветным и пестроцветным глинисто-песчаным и песчано-карбонатным формациям. В конце силура восточная зона мегаблока была охвачена складчатостью. Здесь образовались линейные гребневидные антиклинали (валы длиной до 300 км) и широкие плоские синклинали, нередко осложненные взбросо-надвигами. К крупным изометричным структурам относится Непский свод — пологое поднятие (280×150 м) древнего (позднепротерозойского?) заложения.

К югу и востоку от Сибирской платформы располагаются геоблоки мезозойд Северо-Восточной Азии. К ним относится Амурский геоблок ($2,8 \cdot 10^6$ км²) — крупное и сложное складчатоглыбовое сооружение, ограниченное на севере Монголо-Охотской межгеоблоковой системой, на юге — геосинклинальной системой, находящейся на границе МНР и КНР и «Внутреннемонгольской кристаллической осью» и на востоке — Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогеном. Мощность коры непостоянна. Она уменьшается в направлении к Татарскому проливу. В пределах наиболее крупной структуры Приамурья — Буреинского массива кора утоняется с запада на восток от 38 до 30—32 км. В Хайкайском массиве выше поверхности Мохо (8,0 км/с) выделяются граничные скорости: 6,7—7,0; 6,2 км/с.

Раздробленность древнего кристаллического фундамента весьма велика, что доказывается разломным ограничением Кергулен-Аргунского, Хэгано-Буреинского и Вандашань-Ханкайского массивов, проявлением длительного палеозойского и мезозойского маг-

матизма и наложенными позднемезозойскими — кайнозойскими депрессиями, часть из которых имеет рифтогенное происхождение. Выделяются два мегаблока — *Восточно-Монгольско-Забайкальский* и *Приамурский*. Пограничной структурой между ними служит мезозойский вулканоген Большого Хингана.

Восточная Монголия имеет многоэтажное геосинклинальное развитие: 1) поздний протерозой — кембрий — терригенно-карбонатные, терригенно-вулканические и карбонатно-вулканические толщи — 3000 м, гранитоиды (габбро-диорит-плагиогранитные формации), 2) нижний палеозой — терригенные (флишоидные) толщи — 7000 м, гранитоиды — 527—410 млн. лет, 3) силур — девон — нижний карбон — терригенно-карбонатные и вулканогенно-терригенные (на юго-востоке) и терригенные — до 10 000 м (на севере). Наличие сложной линейной складчатости и интрузий гипербазитов (вдоль структурных швов) и гранитоидов свидетельствует о их связи с формированием герцинских структур, которые входят в состав Гобийско-Хинганской и Монголо-Амурской систем.

Широко развиты в мегаблоке позднепалеозойские и раннетриасовые орогенные прогибы. Примером может служить Орхон-Селенгинский, с каменноугольными грубообломочными и алевролит-песчаными осадками (1,7 км) и пермскими наземными вулканогенно-осадочными образованиями (до 3—4 км). Вулканы относятся к субщелочным и щелочным базальт-трахибазальтовым-трахипаритовым формациям. Мезозойские структуры мегаблока делятся на познетриасовые — раннеюрские и среднеюрские — раннемеловые. Первые из них слагают конседиментационные синклинальные депрессии, выполненные континентальными, пестрыми по составу осадочными и вулканогенно-осадочными (2—7 км) толщами. В северной части геоблока выявлены познетриасово-юрские морские прогибы с флишоидными толщами. Интрузивные образования представлены габбро-диоритами и различными гранитоидами. Среди позднемезозойских структур различаются узкие приразломные грабены и грабен-синклинали и вулканогенно-тектонические — кальдеры проседания. Для мезозоя характерно преобладание вулканитов основного состава в нижней части разреза и кислого — в верхней.

В интрузиях распространены лейкократовые и аляскитовые граниты и граносиениты. Сочетание горстов и грабенов на востоке МНР напоминает структуру Бассейнов и Хребтов США.

В Приамурском мегаблоке значительную площадь занимают Хэгано-Буреинский и Ваандашань-Ханкайский массивы с позднеархейским и (или) раннепротерозойским ядром. В декабре эти массивы объединялись в крупное жесткое сооружение палео-Амурию. На территории СССР фундамент Буреинского массива представлен породами (снизу вверх): а) верхний архей — нижний протерозой — гнейсы, амфиболитовые и кристаллические сланцы и гранито-гнейсы, б) верхний протерозой — кембрий — слюдяно-кварцевые сланцы и филлиты и мраморизованные известняки и доломиты (в низах) и известняки, алевролиты, кварце-

вые порфиры и кварцевые порфириты (в верхах) — 2000 м. В Малом Хингане наряду с терригенно-карбонатными породами известны джеспилиты. Позднебайкальские движения завершились введением раннепалеозойских гранитоидов. Со среднего палеозоя и позднее большая часть массива испытывала восходящие движения. В позднем палеозое и раннем мезозое он был ареной интенсивного гранитоидного магматизма и блоковых дислокаций.

В обрамлении массивов, а иногда и вклиниваясь в них, в среднем — позднем палеозое сформировались геосинклинальные прогибы с терригенными и вулканогенными толщами среднего и кислого состава (Больше-Хинганский, Гиринский и Селемджинский прогибы).

К востоку от упомянутых прогибов находится Сихотэ-Алинская геосинклинальная система (1500×300 — 500 км). Ее древний фундамент (р. Анюй) состоит из слюдяных и амфиболитовых сланцев, прорванных метабазами и плагиогранитами (488; 433 млн. лет). В антиклинориях западной части системы развиты каменноугольные и пермские вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи (до 10 км). Главной зоной разлома, делящей систему на две части, служит Центральный Сихотэ-Алинский шов. Формирование мезозойских существенно терригенных толщ к западу от него завершилось в послеваланжинское время, а на востоке — в позднем мелу. В самой шовной структуре наблюдается длительное унаследованное эвгеосинклинальное развитие от позднего палеозоя до юры. В позднем сенеоне в Сихотэ-Алинской системе произошла инверсия.

В Южном Приморье наблюдается полный разрез триаса, залегающего на размытой поверхности верхнего палеозоя.

Монголо-Охотская система — складчато-надвиговое сооружение, зажато между сближенными геоблоками Алдано-Становым и Амурским. Начало развития этой протяженной (1700×40 — 150 м) полигеосинклинальной структуры относится к раннему протерозою и завершение — к средней юре. Наблюдается наличие лентовидных интрузий поздне-палеозойских габброидов и на восточном фланге (о-в Феклистов) концентрически-зонального гипербазит-габброидного плутона. Для межгеоблоковой Монголо-Охотской эвгеосинклинальной системы характерно массовое развитие подводных вулканитов спилитово-диабазового состава, неоднократно (кембрий, силур, девон, верхний палеозой) повторяющихся в разрезе.

Колымский геоблок ($1,7 \cdot 10^6$ км²) имеет форму неправильного треугольника. Он ограничен на севере Южно-Анюйской геосинклиналью, на западе — Приверхоянским краевым прогибом, унаследовавшим более древний перикратонный прогиб, и Сетте-Дабанской — Юдомо-Майской краевой складчатой зоной. Восточной границей геоблока служит Охотско-Чукотское звено Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Строение геоблока сложное. Согласно геолого-геофизическим данным последних лет обширное Алазейское плоскогорье представляет собой мегаблок гетерогенно-

го строения. Около миллиона квадратных километров занимает Верхояно-Колымская система. Огромная мощность (до 15 км) слагающих ее толщ (от нижнего карбона до юры), наличие крупных пологих дислокаций (планориев), общий многоэпизодический характер с преобладающим терригенным осадконакоплением выделяют ее среди обычных геосинклинальных систем.

В Верхоянском мегантиклинории наряду с мелководными морскими осадками наблюдаются и угленосные паралические. Верхнепалеозойские отложения, выписывающие сложные в плане складки, характеризуются нередко литологическими горизонтами, прослеживающимися на многие десятки километров. Следует отметить роль триасовых отложений, которые по площади и мощности превышают все известные на Земле регионы этого стратиграфического уровня. Своеобразно и проявление магматизма, существенно раннетриасового. Это силлы, дайки и линзовидные залежи диабазов и габбонидов, близкие к трапповой формации. Блоки упомянутых выше пологих дислокации разделены полосами (длина сотни километров, ширина десятки километров) интенсивной линейной складчатости, переходящей местами в зоны смятия и расланцевания. На границе с Алазейским мегаблоком, отделяясь от него Дарпирским разломом, на 1000 км протянулся Иньяли-Дебинский синклиниорий с юрскими осадочно-вулканогенными образованиями, смятыми в узкие складки, разорванные надвигами. Этот синклиниорий с утоненной корой насыщен батолитами адамеллитового и гранитного состава. С севера Алазейский мегаблок обрамлен Полоусной палеозойской складчатой зоной и с востока Приколымским поднятием с древним (нижнепротерозойским) кристаллическим ядром и верхнепротерозойским — среднепротерозойским терригенно-карбонатным чехлом. На западе мегаблока в Селенняхском поднятии докембрийские образования перекрыты слабометаморфизованными карбонатными толщами с онколитами позднего протерозоя. На Алазейском плоскогорье обнаружены среднепалеозойские (?) граувакки и туфы. Большая часть верхнепермских отложений принадлежит к стабилизированным структурам. Все это дает основание выделять Алазейский мегаблок как складчато-глыбовую систему.

На востоке геоблока известны массивы с архейским фундаментом — Омолонский (3,4 млрд. лет) и Охотский (2,6 млрд. лет) — и протерозойским и более молодым чехлом. Тектоническая подвижность этих структур в палеозое и особенно в мезозое была весьма высокая, что особенно проявилось в неоднократно возобновляемом вулканизме (основного, среднего и кислого состава) и интрузиях существенно гранитоидного состава.

Геосинклинальные образования Олойской зоны (средний палеозой — триас) к северу от Омолонского массива по выходам на поверхность и магнитным аномалиям протягиваются в северо-западном направлении к Ляховским и Новосибирским островам.

Итак, общими чертами геологического строения Колымского геоблока можно считать: 1) наличие в позднем протерозое, раннем

и среднем палеозое обширных площадей со спокойным терригенно-карбонатным накоплением, с шовными геосинклинальными прогибами по окраинам крупных блоков, 2) усиление прогибания и формирование грандиозных терригенных бассейнов в среднем карбоне — юре, 3) позднеюрское — раннемеловое складкообразование, а также магматизм, в том числе и многоэтапный гранитоидный.

Приверхоянская межгеоблоковая система (1300×4—160 км) в рифее — среднем палеозое являлась, вероятно, северным продолжением Сетте-Дабанского перикратонного прогиба. Главный этап формирования ее как краевого прогиба охватывает позднюю юру — ранний мел. В это время накопились молассовые толщи, перекрытые угленосными осадками. На внутреннем крае прогиба развиты брахиформные короччатая и гребневидная складчатости.

К типичным полигенетическим структурам относится Сетте-Дабанская — Юдомо-Майская система. В позднем архее здесь образовался протяженный узкий трог, выполненный вулканическими толщами, продолжавший существование и в раннем палеозое. В рифее сформировался перикратонный прогиб (Сетте-Дабанский на севере и Юдомо-Майский — на юге), продолжавший существование до среднего девона, с характерными терригенно-карбонатными формациями (6000 м). В среднем девоне на месте перикратонного прогиба возникло поднятие, в своде которого образовался рифт с субщелочными базальтами и ультраосновными породами с карбонатами.

Отдаленные от современных океанских пространств геоблоки Высокой Азии были сильно деформированы контрастными неотектоническими движениями. Однако каждый из них сохранил специфические черты, связанные с длительной и многоэтапной геологической историей. Так, Кызылкумско-Гиндукушский геоблок ($0,8 \cdot 10^6$ км²) отличается сочетанием мегаблоков с докембрийским фундаментом покрытых пологом или деформированным чехлом кайнозойских или мезозойско-кайнозойских отложений (Среднеазиатский и Афгано-Таджикский мегаблоки) и мегаблока с докембрийскими массивами, выходящими на поверхность в высокогорных районах Памира, Гиндукуша и Каракорума (Памиро-Читралский мегаблок). Так же как и в геоблоках Азии — Казахском и Алтае-Саянском, в Кызылкумско-Гиндукушском докембрийские массивы рассечены палеозойскими геосинклинальными складчатыми системами, отделяя (или обрамляя) докембрийские выступы. Наблюдаются как торцевые сочленения структурных зон разного направления (Средний Тянь-Шань), так и дугообразное облекание палеозойскими и палеозойско-мезозойскими структурами докембрийских ядер (Памир, Гиндукуш — Каракорум). Во впадинах в зависимости от расположения разломов фундамента закономерно сочетаются северо-северо-восточные направления (Таджикская депрессия) и близширотные (Северо-Афганская депрессия). Хотя элементы мезозойской тектоники можно

найти и в других геоблоках Азии, в Кызылкумско-Гиндукушском они проявлены значительно сильнее. Здесь известны триасовые и юрские прогибы, выполненные флишондными и карбонатными толщами умеренной мощности. Сложными были и кайнозойские деформации, в том числе и складчатые. Да и некоторые палеозойские геосинклинали заметно отличались от длительно развивавшихся в Казахском, Алтае-Саянском и Центрально-Азиатском геоблоках. Так, например, Гиндукуш-Гиссаро-Северопамирская система существовала как эвгеосинклинальная только в течение карбона и отчасти перми.

Границы геоблока не везде достаточно четкие. Вполне определена северо-восточная граница, включающая межгеоблоковую систему хр. Большой Каратау. На его продолжении к юго-востоку находятся юрские впадины, прижатые к Талассо-Ферганскому разлому, выполненные континентальными толщами. Возможно, следует этот отрезок границы проводить по Главному Тянь-Шаньскому разлому (линии Николаева) и треугольный фрагмент палеозойской Нарынской зоны (к юго-западу от оз. Иссык-Куль) также включать в рассматриваемый геоблок. Еще южнее граница с Центрально-Азиатским и Западно-Китайским геоблоками трассируется узким докембрийским поднятием и разломами.

Северо-западная граница проведена по Бухаро-Гиссарскому разлому и связанному с ним вулканогенному поясу (C_1). Здесь же намечается цепочка островных возвышенностей Султануиздага, Кульджуктау, Зирабулака и др. В первой из них в основании обнаружены порфириобластовые основные гнейсы и гранито-гнейсы с прослоями кварцитов и слюдистых мраморов. Условно к силуру относятся кварцевые песчаники и кремнистые сланцы с линзами мраморов (свыше 1,4 км). Более полный и изученный разрез девона и нижнего карбона представлен мощной (до 8 км) кремнисто-вулканогенно-терригенной толщей с линзами известняков. Вулканиты в нижней части основного состава, в средней — пестрого (основного среднего и реже кислого) и в верхней — существенно кислого. В девоне и карбоне магматизм ультраосновный, в позднем палеозое — гранитоидный.

Среднеазиатский мегаблок хорошо выражен в магнитном поле широкими отрицательными аномалиями общего северо-западного направления. Отсюда северная граница геоблока проводится по линии Ургенч — Кызыл-Орда вдоль торцевых ограничений упомянутых выше аномалий магнитного поля. Далее граница геоблока проводится по западному краю Афганско-Таджикской депрессии.

Весьма контрастной южной границей геоблока служит тектонически разинзованная межгеоблоковая широтная Герирудская зона и ее продолжение — узкий докембрийский блок Спингар, а также южный фас крупного докембрийского массива, доходящего до верхнего течения р. Кишанганга (Северный Пакистан).

В Среднеазиатском мегаблоке, ограниченном с юга Главным Гиссарским разломом, к которому прижат Южно-Гиссарский вул-

каноген, выделяются две зоны: Сырдарьинская и Кызылкумская. Они разделены Бельтау-Кураминским вулканогеном.

Своеобразие Сырдарьинской зоны заключается в северо-восточном простирании горных сооружений — хребтов Каражантау, Угамского, Пекемского, Чаткальского и Кураминского. По структурному строению они относятся к Чаткало-Нарынской зоне, состоящей из нескольких подзон. Небольшие выходы докембрия в Бешторском массиве и Кассанском поднятии характеризуют фундамент геосинклинального комплекса. В первом из них известны докембрийские гранито-гнейсы (830 млн. лет), перекрытые неметаморфизованными породами рифея. Блоки докембрия Кассанского поднятия сложены мраморами, биотит-гранатовыми сланцами и гранатовыми амфиболитами. В раннем — среднем палеозое (до раннего девона включительно) современная долина р. Чаткала служила границей двух структурно-фациальных зон. В северной — нижнепалеозойские отложения представлены глинистыми и кремнистыми, часто битуминозными сланцами с прослоями известняков и доломитов (более 1 км), в южной — кремнисто-вулканическими и флишоидными образованиями (свыше 2,5 км). Терригенно-карбонатные морские толщи среднего девона залегают трансгрессивно на более древних отложениях. Северная Чаткало-Кураминская зона насыщена средне-позднепалеозойскими метаморфическими толщами в основном сиалического профиля. Характерны неоднократное внедрение гранитоидов и образование покровов лав андезито-дацитового и дацитово-липаритового состава, а также отсутствие базальтов.

В северной части Кызылкумской зоны метаморфический фундамент выступает в останцовых возвышенностях и, кроме того, вскрыт бурением под средне-верхнепалеозойским чехлом. Древнее (1300; 800—700 млн. лет) основание сложено в нижней части амфиболитами и амфиболовыми сланцами, кристаллическими сланцами и кварцитами, а в верхней — зеленокаменноизмененными вулканитами андезито-базальтового состава. Выше лежит слабоизмененная верхнепротерозойская толща алевролитов и слюдястых сланцев с прослоями кварцитов и линзами доломитов и известняков. Эти отложения перекрыты терригенной толщей венда. Еще выше несогласно залегают карбонатная формация девона — среднего карбона.

Всю южную часть Среднеазиатского мегаблока занимает складчато-покровное межгеоблоковое сооружение Южного Тянь-Шаня. По мнению В. Е. Хаина [43], зональное подразделение этой сложной системы можно представить в следующем виде (с севера на юг): 1) Карачатырский позднепалеозойский окраинный прогиб, выполненный карбонатным средним палеозоем, терригенными морскими толщами карбона и красноцветной нижней пермью; 2) Южно-Ферганская офиолитовая зона с серпентинитовым меланжем, сформированным к концу раннего карбона; 3) Туркестано-Алайская зона, имеющая полный разрез терригенного силура и карбонатного девона — среднего карбона; 4) Сурменташский

позднепалеозойский межзональный молассовый прогиб, примыкающий к Туркестанскому глубинному разлому; 5) Зеравшанская зона, ограниченная с юга разломом того же названия со сложным складчато-надвиговым строением; 6) Зеравшано-Гиссарская зона, согласно одним представлениям образующая крупный чешуйчато-веерообразный антиклинорий, другим — предполагаемое наличие тектонического перекрытия многоосинклинального автохтона (терригенно-карбонатный силур и девон) покровами с севера. Намечается южная зона развития глаукофановых сланцев среднепалеозойского или значительно более древнего возраста.

Далее к югу располагается Южно-Гиссарский вулкано-генно-плутоногенный пояс — межгеоблоковый пограничный структурный элемент длительного развития. Наиболее древние образования — амфиболиты и гнейсовидные граниты и диориты. Отложения среднего палеозоя сильно редуцированы. Известны серпентинизированные гипербазиты. Карбон и пермь характеризуются проявлением магматизма.

Памиро-Читралский мегаблок представляет собой крупную глыбу с докембрийским кристаллическим фундаментом, регенерированным в палеозое, мезозое и раннем кайнозое. Для него характерны проявление разновозрастного существенно гранитоидного магматизма, а также дугообразное расположение (с выпуклостью к северу) структурно-формационных зон. Кристаллический каркас мегаблока составляют древние докембрийские массивы — Нуристан-Памирский, вытянутый в северо-восточном направлении на 250 км от р. Кабул до р. Пяндж, и Верхне-Индский, еще очень слабо изученный.

На Юго-Западном Памире общая мощность архея — нижнего протерозоя достигает 17 км. Разрез докембрия следующий (снизу вверх): 1) различные (преимущественно биотитовые) гнейсы, кварциты и мигматиты, магнетитовые мраморы, амфиболиты, 2) гранат-биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты с прослоями двупироксеновых гнейсов; различные, в том числе мусковитовые, мигматиты. В обоих толщах имеются линзы гранулитов (гранитовых и других). В других зонах Памира известны сходные кристаллические комплексы. По мнению Н. Г. Власова, они в далеком прошлом составляли единый докембрийский массив. Аналогичный характер имеют выступы докембрийского фундамента в Афганском Бадахшане, Нуристане, Кабульском блоке, в районе Герата, а также в осевой зоне Каракорума. Осадочный чехол массивов, по Н. Г. Власову, сложен двумя толщами: верхнепротерозойской — ордовикской — терригенной и силуро-девонской — карбонатной.

Основание Нуристанского блока слагают гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты и метавулканиды (мощность 8,5—10,5 км). Известны небольшие тела метагаббро и метадиабазов. Выше залегают сложенные в складки, нередко линейные песчаники, сланцы и алевrolиты с карбонатными пачками верхнего палеозоя — триаса, сохранившиеся в грабеноподоб-

ных прогибах. В этом блоке широко развиты интрузии габбро-монцонит-диоритовой формации (ранний мел) и согласные интрузии гранитоидов, возраст которых некоторыми исследователями определяется как олигоценый.

К югу от Бухаро-Гиссарского разлома располагается Гиндукуш-Гиссаро-Северо-Памирская складчатая система с мощной кератофибро-спилито-диабазовой толщей нижнего карбона и флишoidalными или рифтогенно-флишoidalными образованиями среднего карбона — нижней перми. Верхняя пермь, триас и, возможно, низы юры относятся к орогенной молассовой и вулканогенной формациям.

Н. Г. Власов к Каракорум-Южно-Памирской складчатой системе относит складчатые зоны Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. В Гиндукуше к этой системе принадлежит Читралская зона, в которой развиты каменноугольные и триасовые сланцы и юрские известняки. Как справедливо он указывает, киммерийский этап не является типично геосинклинальным. Каракорум-Южно-Памирская система была слабо дифференцирована на поднятия и прогибы и складчатые структуры были сравнительно простые. Рассматриваемые системы, заключенные между герцинидами Северного Памира и альпийскими структурами Тетиса, считаются герцинско-киммерийскими, пережившими два неотчетливо выраженных парагеосинклинальных этапа.

Выделяется Афгано-Южно-Памирская складчатая область с фрагментами позднепалеозойских — мезозойских прогибов, зажатых среди разломов. В них обнаружены каменноугольные терригенные отложения, пермско-карнийские известняки и норийско-среднеюрские и средне-верхнеюрские терригенные толщи.

Афгано-Таджикский мегаблок разделен на две части полосой верхнепалеозойских вулканитов, тяготеющих к долине р. Амударьи. В северной таджикской части мегаблока выходы докембрийского фундамента известны на западе — в Байсунском и Кугитанском выступах, сложенных гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами. Байсунское поднятие, отделившее впадину от Туранского геоблока, наметилось уже в ранней юре. В аптском веке в центре впадины начало формироваться Кафирниганское поднятие. Антиклинальные структуры с выходами на поверхность верхнего мела или палеогена сравнительно крутые, иногда гребневидные, рассечены разломами, тогда как синклинали, выполненные неогеном, более пологие, широкие и простые. Обстановка в мезозое была весьма изменчивой — континентальной в ранней — средней юре, морской шельфовой карбонатной — в поздней юре, эвапоритовой — в поздней юре — раннем мелу, карбонатно-глинистой морской в конце раннего — позднем мелу и лагунной красноцветной в позднем мелу — начале палеогена. Олигоцену — плиоцену и четвертичным осадкам соответствует моласса. Проявления вулканизма весьма незначительны. Только в верхах эоцена — низах олигоцена встречаются туфогенные породы и примесь вулканического пепла.

Южная афганская часть мегаблока более сложна. На ней из-под слабдеформированного юрского — неогенового чехла выходят ордовик-триасовые (на юго-востоке) и среднекаменноугольные — триасовые (в хребтах Банди-Туркестан и Бадхэзат — на юге) образования. На продолжении последнего в хр. Фирузкох известны и более древние протерозойские толщи. В горст-антиклинории в нижней части хр. Банди-Туркестан обнаружены красноцветные песчаники, алевролиты и известняки с позднемосковской микрофауной, верхняя часть условно относится к перми. Выше с размывом залегают морские флишеидные триасовые отложения (до 4 км). В верхнем структурном этаже здесь развиты: мало-мощная континентальная нижняя и средняя юра, верхнеюрские морские терригенные осадки и меловые терригенно-карбонатные отложения. Широко распространены карбонатные маастрихт-палеоценовые отложения и местами эоценовые песчано-глинисто-алевролитовые породы, а также пестроцветный миоцен. К неогену приурочены субвулканические гранодиорит-порфиры и снитпорфиры.

Севернее находится вытянутый в широтном направлении ступенчато-опущенный блок Шибергал (250×100 км) в пределах которого вскрыт в естественных обнажениях и буровыми скважинами сходный с вышеописанным разрез юрских — кайнозойских отложений. Здесь известны нефтегазоносный верхнеюрский сульфатно-карбонатный и нижнемеловой терригенно-карбонатный комплексы. Формы локальных складок гребневидные или брахиантиклинальные. Завершение их формирования относится к неогену.

Герирудская межгеоблокочная зона весьма контрастно выражена на протяжении около 750 км. Это узкая (25—30 км) полоса сильно сжатых «перекрученных» линзообразных и веретенообразных структур уникальна по своим геолого-структурным особенностям и типу деформаций. По В. И. Дронову, И. М. Сборщикову и В. М. Чмыреву [11], в строении этой зоны различаются клиновидные и линзовидные блоки длиной до 110—140 км и шириной 10—25 км, сложенные нижнепротерозойскими (?) гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и метавулканическими породами в амфиболитовой фации. Интрузивные образования — линзовидные и пластовые тела метадиабазов и габбро-плагиогранитов, а также мигматит-гранитов. Другие, условно среднепротерозойские, блоки метаморфизованы в зеленосланцевой фации метаморфизма. Они также веретенообразные с утоняющимися то к западу, то к востоку краями. Внутреннее строение этих блоков неоднородно. Наблюдаются как очень сложные линейные складки, так и простые моноклинальные и брахиформные структуры с резким усилением деформаций вблизи разломов. К позднепротерозойским структурам относятся блоки, сложенные песчаниками, сланцами и алевролитами с линзами известняков, доломитов, кремней и вулканитов. В блоке Кохи-Кафтархан резко несогласно на верхнем протерозое залегают терригенно-карбонатные кембрийские отложения. Имеют-

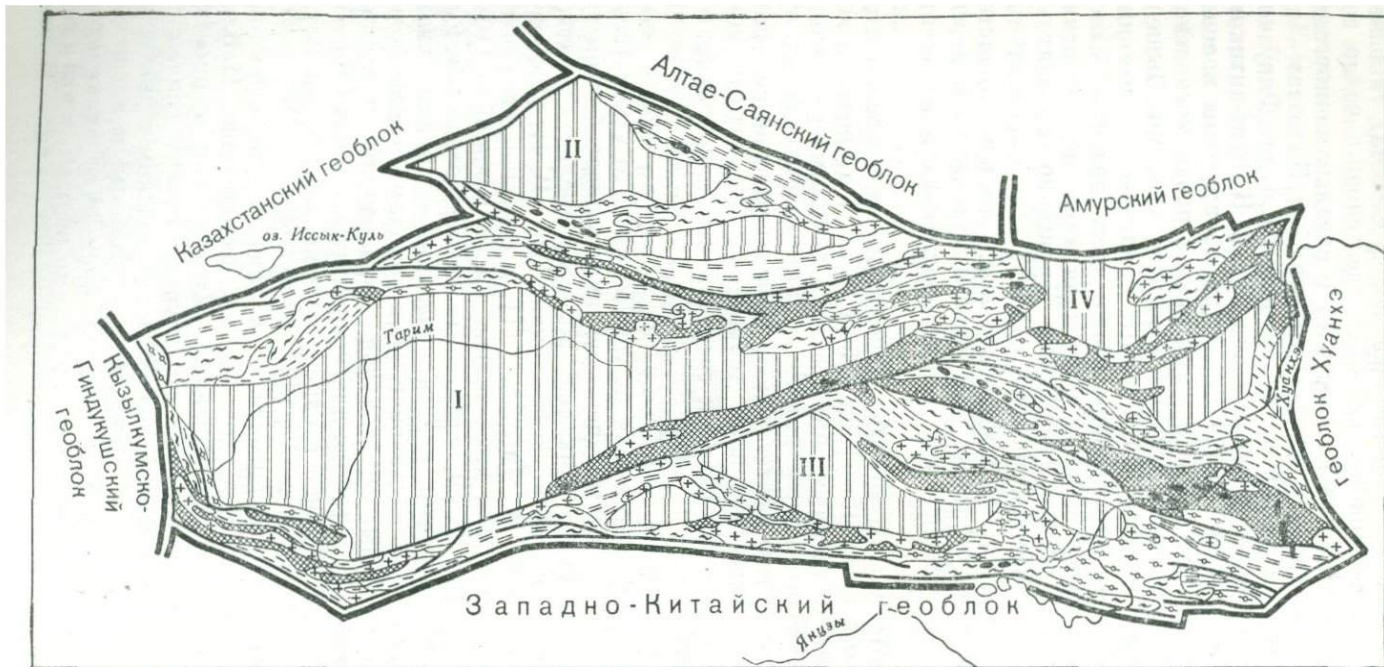


Рис. 5. Схематическая карта Центрально-Азиатского геоблока. Составили Л. И. Красный и А. М. Фирсов (1982 г.)

1 — мезозойские континентальные молассовые впадины; 2 — позднепалеозойские вулканогенно-осадочные прогибы; 3—4 — геосинклинальные складчатые сооружения: 3 — преимущественно среднепалеозойские многоэпиклинальные, 4 — существенно раннепалеозойские эвгеосинклинальные, вдоль окраин геоблока — перикратонные; 5 — протерозойские и более древние ядра антиклинорий; 6 — гранитонды — позднепалеозойские, реже древнее; 7 — гипербазиты и базиты — палеозойские; 8 — межгорные впадины, сформированные на опущенных массивах, выподненных кайнозойем; I — Таримская, II — Джунгарская, III — Цайдамская, IV — Алашаньская; 9 — разломы; 10 — границы геоблоков

ся и крупные линзы (до 70—100 км) каменноугольно-триасовых черносланцевых карбонатных и флишеидных толщ. На них несогласно залегают нижне-среднеюрские глинистые известняки.

Герирудская межгеоблоковая зона, сравнимая с Иртышской и Южно-Тукурингской зонами смятия, имеет весьма длительную историю развития и трассирует глубинную шовную структуру с весьма мощными сжимающими усилиями. Восточным продолжением этой зоны служит узкий широтный блок Спингар, сложенный гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами и мраморами.

Восточнее Кызылкумско-Гиндукушского геоблока находится Центрально-Азиатский геоблок ($1,3 \cdot 10^6$ км²), объединяющий линейно вытянутые палеозойские складчатые системы близширотного направления, насыщенные цепями, нередко весьма протяженными, гранитоидных плутонов, и впадины, образованные существенно на докембрийских массивах. К ним принадлежат на западе впадины Таримская (пустыня Такла-Макан), Джунгарская (пески Дзосотын-Элисун), в центре — Цайдамская и на востоке — Алашаньская. Отсюда геоблок имеет крупнопетельчатое строение. Большая часть этого геоблока находится на территории Северо-Западного Китая (рис. 5).

Северное обрамление Таримского срединного массива имеет строение и литологический состав, характерные для перикратонных прогибов и окраинных зон массивов. Здесь можно выделить [43] две зоны (с севера на юг): 1) Майдантах-Кокшаальскую средне-верхнепалеозойскую (до 9 км) с карбонатно-кремнисто-терригенными (внизу), карбонатно-терригенными (в средней части) и карбонатными (вверху) отложениями складчато-чешуйчатого строения, 2) Кальпинскую терригенно-карбонатную небольшой мощности (250 м) блоково-складчатого строения.

Далее на восток в хребтах, расположенных между Джунгарским и Таримским массивами, в линейных складках выходят на поверхность протерозойские, ордовик-нижнесилурийские и девонские образования, перекрытые на севере вулканогенными нижне-среднекарбонowymi отложениями. Вдоль границы между этими толщами располагается протяженный структурный шов, к которому тяготеют выходы гипербазитов. Такие же цепи мелких гипербазитовых тел располагаются и по другим бортам Джунгарского массива. На северо-западной периферии его осевая часть хр. Джунгарский Алатау сложена терригенной толщей ($S_2 - D_2$), смятой в узкие линейные складки. На них несогласно залегают верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования с вулканитами среднего и кислого состава. Вдоль внутренней периферии Джунгарского треугольника выходят мощные юрско-меловые и более молодые континентальные молассоидные отложения с брахискладчатыми структурами. К некоторым из них приурочены залежи нефти и газа.

Южным ограничением Таримского массива служат межгеоблоковые геосинклинальные складчатые системы Западного и Центрального Куньлуня, вытянутые в близши-

ротном направлении. Этот узкий (шириной 80—180 км) бордюр Таримского массива сложен в ядрах антиклинорий метаморфизованным докембрием, а на крыльях — терригенно-вулканогенным ордовиком и силуром. В Западном Куньлуэ докембрийский фундамент состоит из архейских (?) кристаллических сланцев и гнейсов (гранулитовая и амфиболитовая фации) и зелено-сланцевого протерозоя с породами офиолитового типа. Девон — карбон представлен карбонатно-терригенной толщей, местами угленосной и вулканогенной.

Как и в других регионах, в обрамлении крупных докембрийских глыб, ныне морфологически выраженных вышеперечисленными впадинами, длительно развивались полигенетические межгеоблоковые структуры. В. Г. Казьмин и В. А. Фараджиев [44] выделяют Предкуньлунский предгорный прогиб и перикратонный прогиб с платформенным разрезом синия (венда?) — перми. Синий представлен терригенной толщей, кембрий — ордовик — карбонатной, силур — девон — песчано-глинистой красноцветной, верхний девон — нижняя пермь — терригенно-карбонатной, частично пестроцветной. Общая мощность синия — палеозоя достигает 8 км. Близкий разрез зафиксирован значительно восточнее — в Алтынтаге, который является уже граничной структурой, обрамляющей с севера Цайдамскую впадину. На юге последней протягивается в восточно-юго-восточном направлении система хребтов Восточного Куньлуэ, из которых наиболее значительные — Пржевальского (Аркатаг) и Бокалыктаг (Марко Поло). На значительном протяжении здесь выходят на поверхность метаморфические образования верхнего протерозоя (синия). На востоке и юге известны узкие полосы вулканогенно-терригенных толщ нижнего палеозоя, смятых в линейные складки. Верхний девон и нижний карбон в описываемых хребтах залегают несогласно на всех более древних толщах. Это типичные мелководные и континентальные осадки — известняки, глинистые и угленосные породы, а также вулканиты среднего и основного состава. Чрезвычайно широко в этой межгеоблоковой зоне развиты позднепалеозойские гранитоиды. Массивы их вытянуты на расстояние до 600 км.

Две высокогорные впадины — оз. Аягкумкуль и более крупная Цайдамская, выполненные континентальными меловыми отложениями, составляют «Цайдамский треугольник». Глубокие горизонты Цайдамской впадины, достигнутые бурением, представлены юрскими (до 6 км) и меловыми (1,8 км) континентальными терригенными осадками. С поверхности эти впадины заполнены кайнозойской молассой. Складчатые структуры впадины более интенсивны на ее окраинах.

Широко известные впадины Алашаньского треугольника на юге и востоке обрамлены палеозойскими складчатыми системами с докембрийскими ядрами. Среди выходов докембрия известны нижнепротерозойские (?) гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, мигматиты и гранито-гнейсы. Выше залегает менее мета-

морфизованная толща кварцитов, алевролитов и известняков верхнего протерозоя. На севере впадины рыхлые отложения наложены на сложный ниже-верхнепалеозойский геосинклинальный комплекс с грабенообразными депрессиями, выполненными континентальными толщами верхней юры — нижнего мела. Островными возвышенностями, сложенными раннепалеозойскими гранитами, Алашаньская впадина делится на две части. Чехол ее сложен меловыми и палеоген-неогеновыми красноцветами небольшой мощности.

Межгеоблоковая Циляншанская система, составляющая крупный пограничный элемент Центрально-Азиатского и Западно-Китайского геоблоков, выражена в рельефе несколькими хребтами, из которых северный — Наньшань. Геологическое строение системы сложное [44]. Расположенная к югу от Алашаньского треугольника эвгеосинклинальная зона с офиолитовой формацией нижнего кембрия перекрывается кембрийскими и ордовикскими отложениями кремнисто-карбонатно-терригенного состава с вулканитами основного и среднего состава. На западе этой зоны силурийские отложения молассового типа. На юге Циляншанская офиолитовая формация представлена неполно.

Грубообломочные осадки верхнего девона, терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона, паралического угленосного верхнего карбона — нижней перми и континентальные песчаники верхней перми и конгломераты триаса слагают прогиб Хаси (Гуанси), расположенный на юге Алашаньского треугольника.

Западно-Китайский геоблок ($1,2 \cdot 10^6$ км²) охватывает все еще геологически загадочный Тибет и Сикан — огромный труднодоступный высокогорный регион с широчайшим развитием складчатых мезозойских толщ. Границами геоблока на севере служат межгеоблоковые палеозойды Куньлуня, на западе и юге — сложная система Гималаев и на востоке Сикан-Юньнакское поднятие (Кам-Юньнанская ось). По геолого-структурным особенностям выделяются два мегаблока: Тибетский (Чанг Танг) и Сиканский (Баянкала), разделенные сейсмически активным, протяженным разломом Канг Тинг.

Представления о крупном докембрийском Тибетском массиве (мегаблоке) существенно изменились. Установлена близширотная складчатая структура с широкими антиклинориями, выполненными реже отложениями среднего палеозоя и чаще карбона и перми, и синклинорием — нерасчлененными триасово-юрскими и юрскими толщами. Можно предполагать, что в тибетских геосинклинальных образованиях преобладают в более древних палеозойских толщах терригенно-карбонатные отложения, а в триасовых и юрских — терригенные флишеидные. Вдоль отдельных разломов обнаружены выходы ультрабазитов, известных еще с конца прошлого столетия, когда Г. Бонвало обратил внимание на наличие диаллаговых серпентинитов, гиперстеновых пород и смешанных известково-серпентинитовых пород. Высказываются предположения о возможности обнаружения в Тибете древних (палеозойских

и мезозойских) офиолитовых зон. Цепи мезозойских гранитоидов более часты в южной части мегаблока, в северной — пока обнаружены отдельные массивы. Довольно широко в южной и северной частях геоблоков представлены меловые и мел-кайнозойские молассовые впадины, и по последним данным в северной и в особенности центральной частях геоблока на значительной площади (до 90 000 км²) встречены хорошо сохранившиеся покровы черных базальтовых лав и множество вулканических конусов.

В Тибете выделяются геосинклинальные складчатые системы индосинийские и яньшанские — Джасская и Тангла [48]. *Мегаблок Сикан* имеет форму треугольника с основанием, расположенным на севере. Так же как и в Тибетском мегаблоке, в ядрах антиклинорий вскрыты девонские (или девон-карбонатные) и пермские отложения. Последние иногда вулканогенные. Преобладают в мегаблоке триасовые отложения. На северо-востоке к югу от оз. Кукунор находится триасовый прогиб, отделенный узкими молодыми поднятиями, сложенными палеозоем. Этот прогиб выполнен морской ритмично-слоистой терригенной толщей (свыше 4 км). Вероятно, в прошлом он составлял одно целое с триасовыми прогибами Сикана.

Проявление магматизма описываемого мегаблока также близко Тибету. В девонских и пермских выступах известны тела ультрабазитов. Весьма многочисленны гранитоидные батолиты, приуроченные к юго-восточной части региона. Более мелкие интрузии гранитоидов распространены по всему Сикану. На крайнем востоке известны и щелочные мезозойские породы.

Западно-Китайский геоблок отделен от Индостанского Гималайской межгеоблоковой системой, по своим морфологическим и геологическим особенностям не имеющей равной на нашей планете. Горные хребты с высочайшими на Земле вершинами, гигантские по своей протяженности офиолитовые пояса и сложнейшие надвиговые дислокации, длительно развивающийся перикратонный прогиб — все это свидетельствует о существовании здесь впечатляющей полигенетической зоны. Ее длина около 2,5 тыс. км и ширина от 200 до 300 км. Эта система детально описана А. Ганссером [54]. Система состоит из трех зон:

1. Северные, или Тетисные, Гималаи. На юге они ограничены Главным пограничным надвигом и на севере «Гималайской сутурой». В их пределах различается Главный Центральный надвиг, по которому мощный кристаллический покров перекрывают постоянные по составу осадочные платформенного типа терригенно-карбонатные образования (от верхнего протерозоя до эоцена). По направлению на север глубокость этих осадков возрастает. Наблюдается (начиная с триаса) постепенный переход в флишевые образования. В Кашмире в разрезе верхнего карбона — перми заметное место принадлежит траппам.

2. «Зона Гималайской сутуры», в настоящее время сейсмологически омертвевшая, но, очевидно, в геологическом прошлом находившаяся в фокальной плоскости. Ультрабазитовые (существен-

но гарцбургитовые) комплексы, возможно, мантийные пластины образуют покровы (до 3500 км²) мощностью до 500 м. Они надвинуты на меланжевый комплекс и вулканиты, совместно с меловым флишем тектонически перекрывают осадки перикратонного прогиба Северных Гималаев. Хорошо заметна бифуркация многих офиолитовых структур. Особенно сложный узор имеют офиолиты на западе межблоковой зоны. Примером такой сложной покровно-надвиговой зоны может служить хр. Занскар. Здесь в нижней надвиговой пластине, состоящей из сланцев и кварцевых песчаников, наблюдаются экзотические блоки известняков до 10 м длиной. Верхняя надвиговая «офиолитовая» пластина состоит преимущественно из бластомилонитизированных гарцбургитов, дунитов и плагиогранитов. Между этими пластинами наблюдается зона меланжа, включающая серпентиниты, радиоляриты, известняки, известковые сланцы, кварциты и флишоидные песчаники (К?). Другого типа разрез находится на востоке Гималаев в районе г. Ксигензе, где изогнутые пластины пузыристых базальтов залегают под толщей, состоящей из красных алевролитов с турбидитовой слоистостью, конгломератов с галькой базальтового состава, серых кремней и черных сланцев с прослоями песчаников и известняков. В этом районе вдоль южной окраины офиолитового пояса на несколько сот километров прослеживается толща меловых и, возможно, юрских радиоляриевых алевролитов. В некоторых местах пиллоу-лавы перекрыты пелагическими коричнево-желтыми железомарганцевыми осадками.

3. Лентовидная полоса гранитоидных интрузий, названная А. Ганссером «Трансгималайским плутоническим поясом», находящаяся к северу от «Зоны Гималайской сутуры». К первой интрузивной фазе относят тела габбро-норитов, ко второй, резко преобладающей, — плутоны тоналитового состава и к третьей — малые гранитные интрузии. Радиогенные данные скудные [нориты (К-Аг—67 млн. лет), тоналиты (Rb-Sr—60 млн. лет и 48 млн. лет.)]. Некоторые массивы располагаются между двумя ветвями офиолитовых тел; длина одного из этих массивов (Ладах) достигает 500 км.

К основному трансгималайскому разлому тяготеют мезозойские флишевые и молассовые прогибы и впадины. Так, палеогеновая моласса Каилас (к северу от Гьянцзе) трансгрессивно залегает на тоналитовых плутонах. Ее мощность достигает 4 км. Кроме гальки гранитоидов среди грубообломочных отложений широко представлены кислые вулканиты.

Между сиалическими глыбами Северной Индии (включая массив Шилонг) и Тибета (с позднего докембрия до начала кайнозоя) формировалась сложная межгеоблоковая зона. В ней известны перикратонные опускания и раздвиг геоблоков с образованием геосинклинальных толщ с гипербазитами, радиоляритами и тектоническим меланжем и более поздним внедрением в ослабленную зону гранитоидов умеренно кислого (тоналитового) состава с еще более поздним сжатием глыб. Результатом этого про-

цесса явилось горизонтальное перемещение ряда пластин, что было особенно эффективным в зоне между главными надвигами — Пограничным на юге и Центральным на севере. Чем энергичнее было раздвижение на раннем этапе формирования межгеоблоковой зоны, тем интенсивнее были их сближение и воздымание коровых пластин, приведшие к возникновению величайших на Земле горных хребтов. В рассматриваемой зоне нет ни прямых доказательств подвига литосферных плит, ни наличия в прошлом островных дуг.

Индостанский геоблок ($2,5 \cdot 10^6$ км²) вдается широким клином в Индийский океан. К нему принадлежит отделенный мелким проливом о-в Шри-Ланка. Северной границей геоблока служит Гималайская система, северо-западной — система Аравалли — Делийская, отделяющая описываемый геоблок от геоблока Тар. На западе и востоке полуострова, по мнению Е. А. Долгинова, структурно обособлены Западно- и Восточно-Гатская системы. Их развитие началось в раннюю эпоху формирования протометаморфического комплекса. В архее произошло не менее чем двукратное взламывание древнейшего субстрата с выведением на поверхность гранулитово-базитового основания протокоры, образование сложных деформаций (складки, надвиги, покровы) и заложение узких вулканических трогов, выполненных продуктами толеитового и контрастного вулканизма. В позднем архее внедрились многочисленные массивы чарнокитов и пироксенитов. Окраинно-геоблоковая система (особенно Восточно-Гатская) в протерозое сохранила высокую мобильность, сопровождавшуюся внедрением анортозитов и дунитов, а также образованием слюдоносных и редкоземельных пегматитов и карбонатитов. Изотопная регенерация имела место на нескольких возрастных уровнях (2600; 2000; 1700—1600; 1150—980; 740—430 млн. лет).

Пограничные пернокеанские прогибы занимают узкую полосу побережья. На западе в Малабарском прогибе они выполнены кайнозойскими морскими и континентальными осадками, а на западном побережье Бенгальского залива в Коромандальском прогибе — верхнемезозойскими и кайнозойскими, преимущественно параллическими отложениями значительной (до 6—7 км) мощности.

Для п-ова Индостан характерно блоковое строение. Разломами и авлакогенами («сбросовыми бассейнами») разграничено шесть блоков разного геологического строения. В. Е. Хайным [44] выделяются: мегаблоки — Северо-Восточный, Восточно-Центральный, Шиллонгский, Шри-Ланка; блоки — Южно-Индийский и Раджастанско-Банделькандский. Индийскими геологами и геофизиками регион делится на три кратона: Дарварский, Сингбумский и Араваллийский. Такая мозаика с угловатыми очертаниями глыб — характерная особенность геоблока. Средняя мощность коры в пределах геоблока 40—41 км. Некоторое увеличение ее (до 44 км) намечается на юге и западе полуострова. По последним данным тепловой поток и температуры у поверхности Мохо на

Индостанском щите выше, чем у других структур подобного типа. В районах докембрийских выступов средняя величина теплового потока изменяется от 32 до 50,5 мВт/м², в Куддапахском перикратонном прогибе составляет 54,5.

Южную часть полуострова охватывает *Дарварский мегаблок*, состоящий существенно из мигматито-гнейсового комплекса («гнейсы полуострова») и залегающих в нем полос вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Дарварской супергруппы, измененных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Среди «зеленокаменных поясов» выделяются более древние (3,5—3,2 млрд. лет) с основными и ультраосновными метавулканидами в основании толщ и более молодые (3,0—2,5 млрд. лет), состоящие внизу из кварцитов и граувакковых конгломератов и выше из основных вулканитов, ариллитов и кварц-магнетитовых кварцитов. В средней части толщи, начинающейся с базальных конгломератов, преобладают кварциты, филлиты и карбонатные породы, а также железистые и марганцевые кварциты и пиллоу-лавы; верхняя часть сложена граувакками и филлитами. Накопление этих толщ завершилось складчатыми и разрывными деформациями и гранитизацией. Стабилизация Дарварского мегаблока происходила в раннем протерозое.

Деформированный платформенный чехол занимает небольшую часть площади мегаблока на северо-западе и северо-востоке, где известен Куддапахский прогиб, примыкающий к пограничному Восточно-Гатскому поясу. Выполнен этот прогиб вулканогенно-осадочным комплексом, в низах которого известны основные лавы и силлы долеритов (1,5 млрд. лет). Преобладают в прогибе терригенно-карбонатные отложения (кварциты, глинистые сланцы, известняки) общей мощностью до 6 км. Дислоцированность этих слоев на западе и в центре прогиба слабая; более интенсивные складчатые дислокации (до линейных) наблюдаются на востоке. С размывом и несогласием на куддапахском комплексе залегают виндийские песчаники и глинистые сланцы, перекрытые песчаниками и известняками с прослоями алмазоносных конгломератов.

К северо-востоку от грабена (авлакогена) Годавари, выполненного виндийскими и верхнепалеозойскими и мезозойскими континентальными толщами, находится *Сингбумский мегаблок* со сводом, сложенным в ядре гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами, интродуцированными основной магмой. Предполагается, что здесь преобладают первичные известково-магнезиальные и терригенные осадки, метаморфизованные в условиях альмандин-амфиболовой фации. В окраинных частях Сингбумского свода несогласно, с конгломератами в основании, на более древних толщах залегают вулканогенно-осадочные образования с джеспилитами; последние прорваны гранитами (2,7 млрд. лет). Характерна зональность дистен-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типа. В центральной сложнопостроенной части Сингбумского мегаблока известны крупные выходы додарварского («полуостровные гнейсы») и дарварского кристаллических комплексов, нередко

значительно омоложенных (1,7—1,4 млрд. лет). Заметное место в верхнеархейских толщах занимают марганценовые породы (гондиты). Среди протерозойских образований присутствуют вулканы среднего (1,26 млрд. лет) и кислого (1,2 млрд. лет) состава. В сложнодислоцированном Сатпурском поясе общего антиклинорного строения завершение тектонических движений, сопровождавшееся формированием слюдоносных пегматитов, произошло около 1 млрд. лет назад (955; 950 млн. лет по U-Pb). Имеются и более молодые основные (765 млн. лет), гранитные (700—635 млн. лет) и щелочные (435; 353 млн. лет) интрузии.

К северу от грабена (авлакогена) Демодар с высоким (средние значения 74 мВт/м^2) тепловым потоком располагается *Бандельканд-Виндийский мегаблок*, в центре которого находится крупный массив гранитоидов (2,5 млрд. лет), возникший, как считают индийские исследователи, в результате палингенно-метасоматических процессов в дарварском докембрийском комплексе. К югу от этого массива наблюдается толща кварцито-песчаников, кремнистых известняков и железистых кварцитов с силлами и дайками основных пород. Большую часть площади мегаблока занимает Виндийская синеклиза, перекрытая на юго-западе молодыми ($K_2 - P$) траппами. Виндийские отложения преимущественно в нижней части терригенно-карбонатные (1,4 млрд. лет по глаукониту), в средней — терригенные (1,1—0,9 млрд. лет) и в верхней также терригенные, частично континентальные верхнерифейские. Общая мощность виндийских отложений 2,5—6,5 км.

Деканская (до 0,6 млн. км²) трапповая синеклиза составляет западную часть Индостанского геоблока. В нижней части ее залегают континентальные осадки. В составе деканских траппов, достигающих мощности 2 км, преобладают толеитовые базальты. Интрузивные разности — дайки и силлы — тяготеют к периферическим частям синеклизы. Наблюдаются и более значительные по размерам дифференцированные тела (от габбро до гранофиров). По возрасту траппы относятся к концу мела — палеоцену.

Межгеоблокная Араваллийско-Делийская система (пояс) протягивается на 950 км в северо-северо-восточном направлении, разделяя геоблоки Индостанский и Тар. Различаются шовные офиолитовые зоны с оталькованными, хлоритизированными и амфиболитизированными ультрабазитами и базитами, отделяющие породы древнего фундамента («комплекс полосчатых гнейсов») от араваллийских отложений, состоящих из кварцитов и глинистых сланцев с линзами и мощными пачками известняков. Для араваллийской части системы характерны сложная (до изоклинальной) складчатость, а также проявление зонального метаморфизма, нарастающего с запада на восток. Наиболее измененные породы (филлиты, кристаллические сланцы) известны в центральной ее части. Постараваллийские граниты имеют радиогенный возраст 2,1—1,9 млрд. лет. На западе араваллийские отложения несогласно перекрыты толщей метаморфизованных известняков и высококачественных мраморов, включаю-

щих чистые белые разности, из которых сооружена знаменитая гробница Тадж-Махал. Верхнюю часть системы слагают песчано-глинистые дельийские отложения, включающие межформационные конгломераты; они отделены от араваллийских разломом, к которому приурочены тела серпентинизированных и оталькованных ультрабазитов и габбро. Делийские отложения интенсивно дислоцированы. Оси складок в основном наклонены на восток. Широко проявлена магматическая активность. Известны граниты (1,49 млрд. лет), нефелиновые сиениты (1,5 млрд. лет), пегматиты (1,26 млрд. лет), а также более молодые граниты (0,95 млрд. лет) и пегматиты (0,85—0,75 млрд. лет).

Геоблок Тар ($0,7 \cdot 10^6$ км²) охватывает Раджастан (северо-запад Индии) и бассейн Инда (Пакистан). В центральной его части расположена пустыня Тар. Восточной границей геоблока служит Аравалли-Делийская система, фрагменты которой прослеживаются и на севере, где она выделяется под названием Хазарской. Здесь же обнаружены осадки перикратонного прогиба: венд (?)-кембрийские лагунные отложения Соляного кряжа небольшой (500—600 м) мощности. В этой же зоне находятся и отложения карбон-кайнозойского Кохат-Потварского передового прогиба. Западная граница геоблока четко трассируется близмеридиональным поясом передовых прогибов. К ним принадлежат (с юга на север): Карачинский, Предкиртарский и Предсулейманский.

Тарский геоблок не является частью Индостанской платформы, а составляет самостоятельную складчато-глыбовую область с массивами, частично выходящими на поверхность или перекрытыми маломощным чехлом, и располагающимися между ними складчатыми системами, вероятно, гренвилского (около 1 млрд. лет) и раннебайкальского (делийского, 730—580 млн. лет) возраста. Самый северный Саргодийский массив сложен филлитами и кварцитами, а также диабазами и риолитами. Среди вулканитов преобладают интенсивно смятые лавы и туфы. В них внедрены интрузии кислого состава (870 млн. лет). На значительном расстоянии к юго-западу известны выходы кислых вулканитов и туфов (игнимбриты) и гранитов (745 млн. лет). В бассейне р. Инда к югу от Пятиречья (Западный Пакистан) расположены еще два массива (древних выступа) — Саккарский и Нагар-Паркарский. В последнем фундамент частично обнажен или находится на сравнительно небольшой глубине (1 км). К нему относят красновато-бурые риолиты и прорывающие их граниты (600 млн. лет). В западной части Соляного кряжа в основании пермских отложений, возможно, включающих и верхний карбон, находится толща валуновых (до 0,5 м) конгломератов (до 130 м). Среди валунов гальки встречаются граниты, риолиты, древние кристаллические образования, филлиты и кембрийские породы. Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что на территории геоблока Тар находились обширные по площади выходы существенно риолитово-гранитной вулканоплутонической ассоциации.

ва — 40 км [3]. Мощность «базальтового» слоя — 20 км. На поверхности Мохо граничная скорость 8,0 км/с, ниже подошвы коры намечается слой пониженной скорости продольных волн. Геоблок отличается пониженным аномальным гравитационным полем. Обширный минимум Δg (до $-200 \cdot 10^{-5}$ м/с²) охватывает Иранское плато. По направлению к юго-западу — к Загросу и на север — к Эльбурсу аномальное поле повышается до -150×10^{-5} м/с².

Мегаблок Кухруд имеет форму треугольника с вершиной, расположенной на северо-востоке. Его южные и северные границы совпадают с границами геоблока. На востоке с Лут-Сейстанским мегаблоком прослеживаются звенья офиолитового пояса, тяготеющие к разломам Шахр-Бабак, Деншир и Дорунен.

Докембрийская история мегаблока изучена слабо. В северо-восточной его части (район Торуд) выходят гнейсы, амфиболиты и мраморы, переходящие в более низкотемпературные зеленосланцевые фации. На западе (район Такаб) сходные породы перекрыты отложениями венда (инфракембрия). Вместе с супракрупстальными породами встречаются граниты, тоналиты и габбро (PR₃²).

Начиная с венда и до позднего мела включительно Центральный Иран был покрыт эпиконтинентальным морем, в котором отлагались терригенно-карбонатные (доломиты, известняки) отложения умеренной мощности. Перерывы в осадконакоплении известны на границе ордовика и силура и в раннем девоне. В нижнем палеозое местами обнаружены туфы и вулканиты основного и отчасти щелочного состава. В рэт-лейасе преобладают паралические отложения, иногда угленосные. Эоценовые отложения (1,5—3 км) представлены мергелями, известняками, песчаниками, кремнистыми туфогенными породами с покровами базальтов. С северо-запада на юго-восток на протяжении 1300 км тянется цепь интрузий и экструзий кислого и среднего состава. На эоценовых образованиях с несогласием залегают олигоцен, представленный в низах красноцветными толщами с эвапоритами и туфами, а в верхах — известняками. В позднем кайнозое мегаблок был расчленен на ряд поднятий и впадин.

Существуют различные представления о тектонической природе Центрального Ирана. М. М. Алиев, А. Забанберг рассматривают его как Центрально-Иранский межгорный прогиб или как эпибайкальскую платформу с чехлом, существенно деформированным в мезозое и кайнозое; вторая точка зрения представляется более обоснованной.

Лут-Сейстанский мегаблок имеет в плане форму трапеции, в целом с четко выраженными границами. На севере это цепь поднятий Паропамиза и крупные широтные глубинные разломы — Главный Герирудский и др. На юге — флишевый прогиб Макран, прилегающий к Оманскому заливу и северной части Аравийского моря. На востоке геоблока на значительном расстоянии прослеживается узкая офиолитовая зона. Менее ясна западная граница. Она трассируется крупными разломами и полосами офиоли-

тового меланжа и близкими к нему вулканогенно-осадочными толщами ($K_2 - P$).

Меридиональным разломом геоблок разделен на западную и восточную части, в которых симметрично располагаются срединные массивы Лут и Южно-Афганский, перекрытые молодыми вулканитами (андезиты, дациты, базальты) и отложениями неоген-четвертичных межгорных впадин. Из-под мелководных мезозойских (последнеэриасовых осадков выходят фрагменты древнего докембрийского фундамента, частично перекрытого палеозоем платформенного типа. В западной части мегаблока выделяется комплекс гнейсов, амфиболитов, мраморов и кристаллических сланцев, переходящих кверху в менее метаморфизованные терригенные породы.

В Гильменд-Аргандабском выступе Южно-Афганского массива на северо-востоке мегаблока выходят среднепротерозойские (?) гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты и метавулканиты (5,3—7,5 км), смятые в линейные и брахиформные складки. Более мощные терригенные верхнепротерозойские толщи выходят в ядре антиклинория, крылья которого сложены пологозалегающими венд-палеозойскими и мезозойскими терригенно-карбонатными отложениями. Интрузивные образования, связанные с эпохой тектоно-магматической регенерации, представлены гранитоидной и габбро-монцит-сиенитовой формацией ($K_2 - KZ$).

Из позднепалеозойских — мезозойских прогибов, широко представленных в мегаблоке, довольно детально изучен Фарахунд (зона Фарах, по Дж. Штёклину), имеющий следующий сводный разрез: 1) карбон — нижняя пермь — песчаники, глинистые сланцы, алевролиты (5000 м), 2) верхняя пермь — верхний триас — песчаники, известняки, конгломераты, вулканиты среднего и основного состава (2500 м), 3) верхи триаса — нижняя юра — песчаники, глинистые сланцы, алевролиты (2000 м), 4) средняя юра — известняки, песчаники (150 м), 5) верхняя юра — нижний мел (готерив) — вулканиты основного и среднего состава и глинистые сланцы и известняки (5500 м), 6) нижний мел (баррем — альб) — нижняя толща — карбонатные (рифовые) и терригенные осадки (до 2000 м); верхняя толща — красноцветные конгломераты, песчаники, известняки, покровы базальтоидов (до 500 м). Верхнеюрская — готеривская часть разреза, представляющая собой самостоятельную эвгеосинклинальную шовную структуру, характеризуется специфическим интрузивным магматизмом (производная гипербазитовой и габбро-диоритовой формаций), связанным с соответствующими вулканитами.

В южной части геоблока заметное место принадлежит складчатым флишевым толщам (палеоген, отчасти верхний мел). Раздробленность Лут-Сейстанского мегаблока весьма велика. Характерны дуговые разломы ядер массивов, а также разветвленная сеть узких и выклинивающихся зон меланжа [61].

Ирано-Белуджистанский геоблок обрамлен несколькими систе-

мами. Из них наиболее изучена полигенетическая межгеоблоковая система Загрос длительного развития (поздний протерозой — кайнозой), состоящая из трех зон:

1) юго-западной перикратонной с узкими линейными гребневыми антиклиналями, сложенными на поверхности меловыми орбитолиновыми известняками, и более широкими синклиналями, выполненными кайнозойскими терригенно-карбонатными толщами;

2) «зоны тектонических чешуй», отличающиеся интенсивными деформациями, связанными с позднемеловыми — миоценовыми тектоническими движениями;

3) надвиговой зоны, включающей трещиноватые известняки, радиоляриты и ультрабазиты (верхний мел — палеоген).

«Главным надвигом Загроса», прослеживающимся на 1800 км, межгеоблоковая система отделяется от узкого «пояса Санандаж — Сирджан», сложенного ритмично наслоенным терригенно-карбонатно-вулканогенным средним — верхним палеозоем (девон — пермь) и нижним триасом. Вулканыты — потоки щелочных базальтоидов континентального типа и диабазы. М. Берберян и Г. К. Кинг [49] этот пояс относят к «интерконтинентальному рифтовому поясу», граничному с Центральным Ираном, подвергшемуся среднетриасовым и позднемеловым тектоническим движениям и метаморфизму.

Другой, почти столь же рельефно выступающей межгеоблоковой зоной, оконтуривающей с северо-востока Иран-Белуджистанский геоблок, является Эльбурс — Копетдаг. Эта зона состоит из Предкопетдагского краевого прогиба, складчатой системы Копетдаг, обрезанной на юге Южно-Копетдагским разломом, и складчатой системы Эльбурс. По длительности развития (кембрий — кайнозой) эта межгеоблоковая система близка Загросу. В ней также преобладают терригенно-карбонатные осадки. Однако полнота разреза значительно меньшая. Докембрийский (?) фундамент представлен толщей кварцитов и мраморов, прорванных дайками и интрузиями гранитов и кварцевых монзонитов.

В Эльбурсе перерывы в осадконакоплении приходятся на силур — ранний девон, средний — поздний карбон, поздний триас и ранний мел. В лейасе накапливались вулканыты кислого и среднего состава и грубообломочные и терригенные, частично угленосные толщи. В эоцене и нижнем миоцене значительное место принадлежит пирокластическим образованиям, включающим морскую толщу зеленых туфов. Как горное поднятие Эльбурс начал интенсивно формироваться в конце палеогена и в неогене. В складчатой структуре Эльбурса складки, сложенные палеозоем, крутые. Мезозой характеризуется более простыми, спокойными складками.

О геологической истории Копетдага известно меньше. В мезозое (юра — мел) преобладали (особенно в мелу) известняки и в палеоцене — эоцене терригенные осадки. Это типичная окраинная негеосинклинальная складчатая система.

Складчатая цепь Эльбурса на северо-западе продолжается в го-

рах Талеш, замыкающих на севере мегаблок Кухруд. Вслед за терригенным нижним кембрием в зоне Талеш известны карбонатные толщи ордовика — перми. В триасе и нижней юре преобладают терригенные осадки, а в верхней юре и нижнем мелу — карбонатные. Верхнемеловые и эоценовые породы — терригенно-вулканогенные.

Киртар-Сулейманская система, пограничная между Иран-Белуджистанским геоблоком и геоблоком Тар. Она протягивается в северо-северо-восточном направлении на 1200 км от Аравийского моря до р. Гюмаль и состоит из передовых прогибов — Предсулейманского и Предкиртарского, разделенных поднятыми перемычками альпийских складчатых сооружений, давших название системе, а также на западе из узкой мезозойской шовой офиолитовой зоны. Пограничное положение занимают и юрско-палеогеновые флишевые прогибы — Зоб-Катавазский и на юге — Макранский. В продольном направлении выделяются Сулейманский и Китарский асимметричные антиклинории с зоной осевых поднятий; восточные их крылья широкие. На западе в зоне сочленения с флишевыми прогибами наблюдается длительно развивающиеся структурные швы с офиолитами. Осевые части структур сложены пермско-триасовыми и юрскими терригенно-карбонатными отложениями большой мощности. На крыльях ее выходят также терригенно-карбонатные толщи мела — эоцена и терригенные — олигоцена — плиоцена. На этих внешних склонах мегантиклинорий развиты зоны субгоризонтальных и блоковых структур типа горстов и флексурных антиклиналей.

Следует отметить, что для Ирано-Белуджистанского геоблока и его обрамления характерно постоянство фациальной обстановки в течение почти всего фанерозоя на протяжении полумиллиарда лет — от раннего кембрия до позднего мела включительно — в платформенной структуре Центрального Ирана. Такое длительное оседание крупного мегаблока уникально и в полной мере не повторяется в других подобного типа структурах. Только проявление эоценового магматизма нарушает эту стабильность.

Восточный Лут-Сейстанский мегаблок отличается развитием граничных офиолитовых швов и крупных флишевых палеоген-неогеновых прогибов, окаймляющих массивы Лут и Южно-Афганский. Весьма показательны и исторические закономерности эволюции граничных зон, таких как Загрос и Талеш — Эльбурс — Копетдаг. В первой из них сочетаются долговременность перикратонного погружения с яркими кратковременными вспышками складчато-надвигового и офиолитового тектогенеза.

Равные по площади (по $1,4 \cdot 10^6$ км²) геоблоки Хуанхэ и Янцзы, прилегающие к Азиатско-Тихоокеанской транзитали, имеют четко очерченные границы. Между геоблоками Амурским и Хуанхэ и Хуанхэ и Янцзы находятся сложные полигенетические системы, на западе — раннепалеозойская складчатая зона, обрамляющая мегаблок Ордос и на востоке грабен Нинся, заполненный кайнозойским аллювием.

В фундаменте геоблока Хуанхэ (Сино-Корейской параплатформы) находятся три комплекса: 1) архейский (группа Фупинг) — 2,55—2,36 млрд. лет, 2) нижнепротерозойский (группа Утай) — около 2,0 млрд. лет, 3) среднепротерозойский (синийский) — 1,7 млрд. лет. Чехол параплатформы составляют: а) верхние толщи синия, кембрий и ордовик, преимущественно карбонатного (известняки, доломиты) состава, б) континентальные частично паралитические угленосные отложения карбона и перми, в) осадочно-вулканогенные наземные мезозойские и кайнозойские образования. Весьма активный тектонический режим в мезозое позволил Чен Гоа выделить здесь регион «Дива Северного Китая».

В пределах геоблока выделяются Сино-Корейский щит, фундамент которого сложен существенно археем, представленным гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и другими глубокометаморфизованными породами. Наиболее древние датировки 3,4—3,1 млрд. лет. Для архея и протерозоя Кореи имеются многочисленные радиогенные определения от 2,9 до 1,6 млрд. лет. На северо-восточной окраине щита в раннем протерозое формировался краевой протогеосинклинальный прогиб Мачхоллён, выполненный мощной (до 10 км) толщей осадочно-вулканогенных образований. В разрезе докембрия гор Утайшань на архейских гнейсах несогласно залегают гранито-гнейсы, амфиболовые гнейсы, железистые кварциты и амфиболиты, перекрытые толщей хлоритовых сланцев.

Самостоятельный мегаблок составляют впадины (синеклиза) Ордос (240 тыс. км²), выделяемая Чен Гоа под названием платформа Ишан. Наиболее прогнутые части впадины тяготеют к ее западной части, где суммарная мощность осадков достигает 7—8 км. Нижне-среднепалеозойские отложения в Ордосе имеют небольшую мощность. Более широко развиты отложения карбонатно-терригенного карбона и континентальной пестроцветной перми. В конце триаса, в юре и мелу происходило образование континентально-озерного осадочного комплекса впадины, включающем и битуминозные сланцы. Чехол впадины слабо деформирован. Здесь известны брахиформные куполовидные локальные поднятия мелового возраста. Другой мегаблок (300 тыс. км²) — Хэхуайский образует обширную синеклизу, испытавшую значительное погружение в кембрии и ордовике, а также в карбоне. Крупные негативные движения приходятся на меловое и кайнозойское время.

Обе широтные мегаблоковые системы, ограничивающие геоблок Хуанхэ, — примеры сложных полигенетических, весьма длительно эволюционировавших структур. Северная состоит из архейских (3,4—3,1 млрд. лет) и протерозойских образований «Кристаллической оси Внутренней Монголии», межкратонной Яньшанской системы (авлакогена) и Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны (PZ₂₋₃). Южная — из древнего кристаллического поднятия Дабэйшань, восточного звена палеозойской эвгеосинклинали Ци-

ляньшаня и авлакогена Янцзы. В обеих системах в течение мезозоя происходили активные тектонические движения с образованием молассовых впадин, вулcano-структур и внедрением гранитоидных плутонов.

Геоблок Янцзы выделяется под разными названиями: В. Е. Хаиным — «Южно-Китайский платформенный мегаблок», китайскими геологами — «параплатформа Янцзы». На западе он ограничен меридионально вытянутым Сикан-Юньнанским кристаллическим поднятием, на востоке — Южно-Китайской складчатой системой и Фудзян-Чшэзянским вулканогеном. На юге граница проводится разными исследователями неодинаково. По мнению автора, геоблок Янцзы отделен от Индосинийского геоблока крупной Айлаошань-Фансипанской шовной зоной смятия и разломом (грабеном) р. Красной.

Обнаженный в Цзяннанском выступе (антеклизе) докембрийский кристаллический фундамент представлен тремя комплексами [44]: 1) архейским — гнейсы, биотитовые и амфиболовые мраморы и мигматиты (свыше 2,4 млрд. лет), 2) нижнепротерозойским (иногда с конгломератами в основании) — гнейсы двуслюдяные, кварциты, мраморы, мигматиты; микроклиновые граниты (2,0—1,9 млрд. лет), 3) среднепротерозойским — кварциты, слюдястые и хлоритовые сланцы, филлиты. Возраст гранитоидов 1,95—1,8 млрд. лет.

К фундаменту или к промежуточному структурному этажу относится и верхнепротерозойский комплекс, состоящий из флишoidно-терригенной и молассoidной толщ с прослоями доломитизированных известняков (1,0 млрд. лет). Все эти докембрийские образования смяты в сложные складки. В отличие от геоблока Хуанхэ, где Сино-Корейский щит был консолидирован 1,7 млрд. лет назад, в рассматриваемом геоблоке осадочный чехол начал формироваться намного позднее, около 700 млн. лет. На Цзяннанском выступе чехол начинается с верхнепротерозойских красноцветных континентальных толщ, перекрытых тиллитами и затем песчано-глинистыми осадками с прослоями кремней, известняков, фосфоритов и местами эвапоритов. В кембрии — силуре, а также в позднем карбоне и ранней перми отлагались карбонатные осадки. Отложения верхней перми паралические угленосные. В триасе возобновилась карбонатно-терригенная седиментация.

Исключая упомянутый выше Цзяннанский выступ, почти на всей территории геоблока чехол заметно деформирован. Своеобразные мезозойские (J_3 —К) пликативные деформации связаны с разломами, как выходящими на поверхность, так и скрытыми под протяженными узкими линейными складками. По мере удаления от зон разломов дислоцированность слоев уменьшается. Различают крупные синеклизы — Хубей-Гуйчжоускую, Цзанси-Гуансийскую и меньшего размера на юге — Юньнань-Гуансийскую, в западной части которой развита мощная трапповая формация. Особенно интересна первая из них, где к югу от Циньлина на ее западной периферии прослеживается перикратонный прогиб, в

котором развиты верхнепротерозойские, палеозойские и триасовые отложения, смятые в линейные складки, длина которых достигает сотен километров. Северо-западный пограничный регион геоблока Янцзы занимает Сычуанская впадина («Красный бассейн»). В ней палеозой и триас перекрыты мощной (до 4,5 км) толщиной красноцветных озерно-аллювиальных осадков юры и мела (2 км). В конце мелового периода в центральной части впадины сформировались линейные поднятия, разделенные широкими прогибами. В юрско-меловом покрове обнаружены разнообразные куполовидные, сундучные, гребневидные и другие локальные поднятия, играющие важную роль как нефтегазоносные структуры. Чен Гоа для региона «Дива Юньнань — Гуджоу» рассматривает соответствующую стадию начиная с юры. Здесь большое значение наряду с пликативной и разрывной тектоникой имело проявление мезозойского магматизма.

К геоблоку Янцзы принадлежит охватывающая восточную часть Китая Катазиатская складчатая система. В ее фундаменте обнаружены гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и гранитоиды (1,7—1,4 млрд. лет). На северо-западной окраине системы в зоне краевого шва известны серпентинизированные ультрабазиты, а также в перикратонном прогибе грубообломочные синийские тиллоиды и вендско-нижнекембрийские терригенно-кремнистые отложения небольшой мощности. В раннем палеозое и силуре прогибание в Катазиатской системе усилилось; накопилась сравнительно однообразная граувакко-сланцевая (с граптолитами) толща. Эти миогеосинклинальные отложения перекрыты девонской молассой.

Южно-Китайская геосинклинальная складчатая система охватывает береговую полосу и большую часть о-ва Хайнань, где наряду с каледонидами выделяются и герциниды [48]. Эта складчатая зона вместе с Фудзянь-Чжецзянским вулканогеном входит в состав межгеоблоковой системы.

В пределах геоблока Янцзы, включающего подвижную Южно-Китайскую платформу и Катазиатскую систему, широко распространены мезозойские магматические образования, контролирующее эндогенное оруденение. Здесь выделяются: батолиты гранитоидов кислого и ультракислого состава и субвулканическая группа малых интрузий. Для геоблока характерен платформенный режим; от подобных структур Земли геоблок отличается особо высокой подвижностью. Фактически он не имеет недеформированного чехла. Очень высока и степень его мезозойского омоложения.

Юго-восточную часть Азии составляет геоблок Меконг ($1,2 \cdot 10^6$ км²), граничащий с геоблоком Янцзы по сложному структурному шву Айлаошань — Фансипан и грабену Красной реки. Его юго-восточной границей служит разлом северо-западного направления, протягивающийся от побережья Южно-Китайского моря к низовьям рек Меном и Салуэн. Структурный каркас геоблока образуют два крупных массива (мегаблока) с докембрийскими кристаллическими ядрами — Индосинийский и Шан — и

расположенная между ними складчатая система. На западе геоблок Меконг отделен от Индостанского полигенетической межгеоблоковой системой с двумя параллельными офиолитовыми поясами: молодым кайнозойским вулканогенным поясом и активной сейсмической зоной. Восточную границу геоблока следует проводить по уступу континентального склона, где имеет место резкая градиентная полоса силы тяжести, совпадающая с перепадом в положении поверхности Мохо от 35 до 25 км. В целом мощность земной коры в районе массива Шан составляет 45 км и Индосинийского массива — 35 км.

Фундамент Индосинийского массива сложен породами докембрия, выходящего в Контумском выступе, где толща роговообманковых, гранатовых и биотитовых гнейсов и амфиболитов смята в линейные складки и прорвана гранитоидами (2,3 млрд. лет). Ее перекрывают, возможно, среднепротерозойские двуслюдяные сланцы с прослоями кварцитов, метапироксенитов, амфиболитов и мраморов. В чехле массива различается мелководная карбонатно-терригенная толща среднего девона небольшой мощности, с размывом залегающие на ней угленосные отложения среднего — верхнего карбона и перми с катазиатской флорой. Выше следуют умеренной мощности (сотни метров, редко до 1,5 км) терригенные флишоидные и терригенно-карбонатные отложения (Т—К). Магматических пород в чехле массива немного. В перми — раннем триасе появляются покровы кислых вулканитов и небольшие тела гранитоидов. Известны и гранитоиды повышенной щелочности (43—30 млн. лет).

В массиве Шан цоколь состоит из докембрийских гнейсов и мигматитов, прорванных гранитами (0,98 млрд. лет). Метаосадочные породы фундамента массива — псаммитовые филлиты, слюдяные и графитовые сланцы, граувакки и кварциты. Отложения чехла начинаются с кембрийских слюдистых кварцитов (1,2 км) и ордовикских известняковых сланцев и алевролитов небольшой мощности. Далее следует карбонатный средний и верхний палеозой (суммарно около 3 км мощности). В это время преобладала терригенная седиментация флишоидного типа. Отмечается внедрение позднемерловых и эоценовых гранитоидов.

Индосинийский массив обрамлен со всех сторон подвижными системами, из которых наиболее сложная межблоковая отделяет его от массива Шан [9]. В ней начиная с ордовика и до раннего карбона преобладают накопления терригенных флишоидных осадков. В послетурнейское время тектоническая обстановка усложнилась. В условиях раздвига блоков обнажилось симатическое «дно» и внедрились габброиды и гипербазиты. Появились кремнисто-вулканогенные толщи. Такой активный геосинклинальный режим продолжался до среднего триаса включительно. Начиная с норийского века и позднее сформировались грубообломочные и красноцветные молассовые толщи. Близкую историю развития имела Северо-Вьетнамская геосинклиналь с среднепалеозойским флишем (4,5 км) и офиолитовыми сериями конца девона — на-

чала карбона. В перми и среднем триасе наступила стабилизация, сопровождавшаяся накоплением мелководных карбонатных и терригенных осадков. Вслед за индосинийскими движениями образовались впадины молассового типа. Фрагменты среднепалеозойской флишевой геосинклинали сохранились и вдоль южной границы геоблока. Межгеоблокковая пограничная полоса, протягивающаяся в направлении, близком к меридиональному, к западу от линии Рангун — Мандалай, соответствует крупному окраинному прогибу, заполненному в позднем мелу — кайнозое (до 1,8 км) терригенными и терригенно-карбонатными осадками. В краевых швах этой полосы известны зоны тектонического меланжа с ультрабазитами.

Итак, наиболее южный из геоблоков Восточной Азии, состоящий из двух срединных массивов сохранял высокую подвижность в течение всего фанерозоя и раннего мезозоя. Он не раз взламывался повторно по окраинам и в межблоковых зонах. Раздвижение блоков сопровождалось коррозующими процессами и формированием цепочек гипербазитов, а их сближение — складчатостью, надвигами и глыбовым воздыманием с неоднократным формированием тел гранитоидов.

В границах геоблока Меконг (юго-восток Азии) Ю. Г. Гатинский выделяет «Индокитайскую микроплиту» и к югу от нее «Центрально-Зондскую микроплиту». Согласно принятой в этой книге терминологии мы последнюю называем Центрально-Зондским геоблоком ($1,9 \cdot 10^6$ км²). Его западная и юго-западная границная система представляет контрастную зону Зондской островной дуги с цепью кайнозойских известково-щелочных вулканов и глубокоководным желобом. На северо-востоке граница с геоблоком Меконг проходит по уже упоминавшемуся разлому и далее вдоль зоны меланжа, отделяющего южную, более древнюю часть о-ва Калимантан от северной кайнозойской, уже принадлежащей Южно-Китаеморскому геоблоку. Рассматриваемый геоблок, несмотря на его непосредственное соприкосновение с Индийским океаном и морями Восточно-Азиатской транзитали, имеет особенности, свойственные континентальным геоблокам. В нем известны или предполагаются довольно крупные фрагменты докембрийских массивов и выступов на п-ове Малакка и на островах Суматра (восточная часть) и Калимантан. Чрезвычайно широко развиты гранитоиды. По радиогенным данным наиболее древние из них находятся на п-ове Малакка (1029; 500; 454; 240 млн. лет), более молодые — на о-ве Суматра (298; 112; 88 млн. лет), и на о-ве Калимантан (210 млн. лет) и о-ве Белитунг (205 млн. лет). Мощность земной коры в Центрально-Зондском геоблоке 35—30 км, что характеризует ее как материковую.

Больше половины геоблока относится к шельфовой области Сиамского (Таиландского) залива и Андоманского моря. Наиболее полный разрез выявлен на п-ове Малакка. Долгоживущий структурный шов Бентонг — Рауб делит его на две части: 1) западную — многогеосинклиналиную с преимущественно карбонатным

осадконакоплением и 2) восточную — эвгеосинклиналию со сложным тектоническим рельефом. По К. С. Хатчинсону, в зоне структурного шва вмещающими породами расслоенных серпентинитов и габброидов служат углистые сланцы, филлиты и кремни ($O - D_1$, 5 км). После кратковременной эпохи стабилизации (средний девон — начало карбона) в раннем карбоне — триасе здесь накапливалась мощная толща ритмично наслоенных осадков, местами с известняками и туфами. Известно несколько фаз гранитоидного магматизма конца палеозоя — начала мезозоя и позднего мезозоя. В конце триаса во всей Малайзии установился орогенный режим с накоплением грубообломочных и красноцветных осадков и в отдельных районах с морскими мелководными терригенно-карбонатными толщами с фрагментами рифовых построек.

Южная, наиболее широкая часть о-ва Калимантан, отделенная от северной офиолитовым швом, в позднем палеозое характеризуется мелководной терригенно-карбонатной седиментацией и вулканитами кислого состава и позднее (в триасе и юре) накоплением в основном флишоидных, а также глинистых и вулканомиктовых образований (свыше 4,5 км). Мезозойская геосинклиналь Западного Саравака была связана с соответствующей геосинклиналию п-ова Малакка. Однако завершение ее развития было значительно позднее, в конце палеогена. Юго-восточная часть Калимантана, обрезанная вблизи береговой линии офиолитовым поясом Мератус — Бобарис, по особенностям своего развития приближается к срединному массиву.

Большую подвижность с активным известково-щелочным магматизмом в течение позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя испытала восточная часть о-ва Суматра. Терригенные, вулканогенные и реже карбонатные осадки (рифогенные) значительной мощности характерны для этой геосинклинали островодужного типа.

Шельфовая провинция Евразии

Огромная по протяженности и ширине шельфовая провинция Евразии естественно подразделяется на более или менее изометричные структурные подразделения, близкие к морям, выделенным и описанным географами и океанографами. На основании данных геофизиков (Р. М. Деменицкая, Г. И. Гапоненко, Ю. Г. Киселев, В. Э. Волк и др.) и геологов (И. С. Грамберг, Ю. Е. Погребницкий, М. К. Касько и др.) автором выделяются геоблоки: Баренцевский, Карский, Лаптевский, Восточно-Сибирский* и Чукотско-Колвиллский (рис. 7). Особенностью этой делимости является разграничение некоторых геоблоков поднятиями с заметным участием древних кристаллических образований, а также наличие мезозойских трапповых покровов.

В целом геоблоки провинции по своему строению близки к мо-

* Сокращенное название геоблока Восточно-Сибирского моря. — Прим. автора.

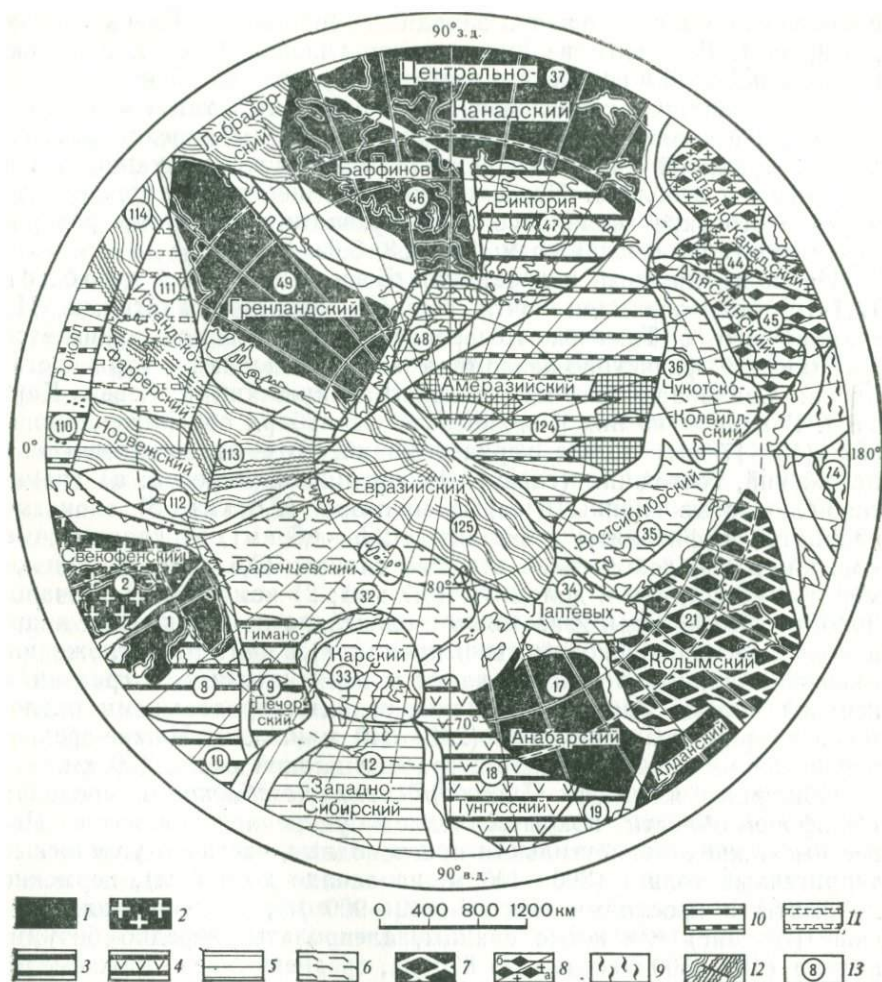


Рис. 7. Схематическая карта геоблоков Арктического региона. Составил Л. И. Красный (1981 г.)

1-8 — континентальные [1-4 — кратонные: 1 — докембрийские щиты сложного строения, 2 — существенно гранитизированные, 3 — перекрытые платформенным чехлом, 4 — с мощным трапповым магматизмом; 5-6 — молодые платформы (включая шельфовые области); 5 — внутриконтинентальные, 6 — окраинно-континентальные; 7-8 — геосинклинальные складчатые: 7 — мозаичные (с массивами), 8 — с преобладанием линейных систем (а — гранитизированные)]; 9 — окраинно-континентальные с глубоководными котловинами; 10-11 — океанские: 10 — с микроатериками, 11 — с олендами; 12 — спрединговые; 13 — номера геоблоков — см. приложение 1

лодым платформам, представляя собой крупные, нередко сложно-построенные седиментационные бассейны с многокилометровыми неравномерно распределенными толщами осадочных пород. С запада на восток отмечается омоложение чехла осадочных отложений, уменьшение степени его консолидации, а также участие в фундаменте все более молодых складчатых образований. Мощ-

ность чехла максимальная в западных геоблоках — Баренцевском и Карском. В первом из них выявлен гипоцентр с мощностью осадков по одним подсчетам до 14, по другим до 25 км.

Для провинции характерен континентальный тип коры (30—35 км). Несколько утоненная кора (25—30 км) предполагается для центральной части Баренцевского геоблока и южной части Лаптевского геоблока. Повсеместно отчетливо выделяется двухъярусное строение чехла с соответствующими скоростями распространения сейсмических волн: 1,8—2,3; 3,0—4,5 км/с.

Наиболее крупный в провинции Баренцевский геоблок ($2,1 \cdot 10^6$ км²) обрамлен почти со всех сторон поднятиями. На границе его с Тиманско-Печорским геоблоком прослеживается пограничная флексурно-разломная зона. Выделяются три мегаблока: Свальбардский, Центрально-Баренцевский и Северо-Карский. В первом из них в архипелаге Свальбард обнаружена мощная (15—17 км) толща верхнекембрийских — нижнеордовикских отложений, состоящих (снизу): 1) верхний протерозой: а) гранатово-сланцевые сланцы и серые мраморы (2,8 км), б) слоистые кварциты, амфиболиты и филлиты (2,5—4,6 км), в) кварцитовые конгломераты, доломиты и зеленые сланцы (3,5 км); г) конгломераты, известняки и доломиты (3,7 км); 2) кембрий: а) песчано-доломитовые породы, известняки с оленелидами (0,9 км), б) кварцевые песчаники, доломиты и кремни (1,4 км). Эти отложения, геосинклинальные в нижней части и перикратонные в средней и верхней частях, смяты в складки, разбиты продольными разломами и прорваны гранитами (240—340 млн. лет). Нижне-среднедевонские молассы залегают в грабене длиной около 400 км.

Обширные площади *Свальбардского мегаблока* в пределах шельфовой области покрыты чехлом умеренной мощности. Известны нижнекаменноугольные пресноводные, частично угленосные терригенные толщи (300—400 м, на западе до 900 м), пермские доломиты с прослоями гипсов (600—900 м), триасово-нижнеюрские (геттанг) глинистые сланцы, алевролиты, нередко битуминозные (100—500 местами до 800 м), среднеюрские — нижнемеловые паралические однообразные терригенные существенно глинистые толщи (300—1500 м). Для мезозоя характерны обширные массивы толеитовых базальтов и долеритовых силлов и даек (149—110 млн. лет). Палеогеновые осадки, залегающие на размытой поверхности всех более древних образований, характеризуются ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда с углистыми прослоями.

Центрально-Баренцевский мегаблок составляет крупный седиментационный терригенный бассейн, начало формирования которого относится к перми. В допермское время предполагается развитие карбонатных и терригенно-карбонатных ранне-среднепалеозойских и более древних кристаллических образований докембрия. Мощности терригенных толщ в наиболее погруженных частях мегаблока следующие: пермь — на западе до 4—4,5 км, на юге — 2—2,5 км, триас — на западе до 2 км, на юге — 3,5—4 км,

юра — до 1 км, мел — 1—1,5 км, палеоген — неоген — на западе до 3 км, на юге — до 1 км. На поднятиях Центрально-Баренцевском и Персея мощности значительно сокращены. Пермские и триасовые отложения обнаружены на всей площади мегаблока. В юре прослеживаются надежные опорные сейсмические горизонты. Меловые и кайнозойские отложения довольно резко меняются по мощности.

В Северо-Карском мегаблоке различаются валы и изометричные или вытянутые в меридиональном и северо-восточном направлении прогибы с мощностью осадков до 2 км. Вдоль западной окраины о-ва Северный (Новая Земля) прослеживаются линейная погребенная горстовая гряда и компенсирующий ее прогиб. На севере мегаблока на Земле Франца-Иосифа известны раннемеловые траппы (покровы, туфы и силлы долеритов).

Карский геоблок ($0,8 \cdot 10^6$ км²) ограничен с запада и юго-запада складчатой системой Новая Земля — Пайхой и Предновоземельским краевым прогибом. На юге граница между геоблоками Карским и Западно-Сибирским маловыразительна. Ее можно условно провести по системе широтных изометричных аномалий фиксируемых в магнитном поле, а также по Тазовско-Мясоевскому валу. Зона погребенного поднятия фундамента, проходящая от северной оконечности Новой Земли к Таймыру (Северо-Сибирский порог), служит северной границей геоблока. Мощность осадочного чехла над этим порогом не выше 1 км, что намного отличается от мощности в соседних геоблоках (7 км).

По строению коры геоблок относится к континентальным структурам. Прослеживаются граница Мохо (8,2 км/с) и поверхность «базальтового» слоя (7,0 км/с). Фундаментом осадочного бассейна является древний докембрийский массив, рассеченный разломами. Между некоторыми разломами по геофизическим данным выявляются зоны опускания. Известный Колтогорский (Омско-Пурский) рифт в пределах Южно-Карского бассейна не прослеживается, что подчеркивает обособленность Карского геоблока.

Осадочный чехол Южно-Карской плиты близок к таковому Западно-Сибирской. В основании мезозойско-кайнозойского чехла на отдельных площадях прослеживаются горизонты с граничной скоростью 5,3, 6,0 и 6,5 км/с. Предполагается, что им соответствует слабдеформированная толща (5—6 км), состоящая из базальтов, туфов и углисто-кремнистых пород, возраст которых оценивается в широком диапазоне от позднего протерозоя до триаса. Выше в грабенах накапливались осадочно-вулканогенные верхнепермские — среднетриасовые образования (3—4 км). Мощность терригенных мезозойских пород оценивается: для триаса — в 1—1,5 км, юры — 1,5—2 км и мела — 3—3,5 км. Кремнисто-глинистые палеогеновые отложения (0,7—1 км) залегают на размытой поверхности мела. Ледниковые и ледниково-морские плицен-четвертичные осадки с размывом перекрывают палеоген и мел.

Межгеоблоковая Новоземельско-Пайхойская система, по данным В. И. Бондарева и Ю. П. Ершова, состоит из байкальских и наложенных каледонских и раннекиммерийских геосинклинальных комплексов, перекрытых почти полностью размытым юрско-меловым чехлом. Наиболее древние образования — протерозойские мраморы (500 м) и кристаллические сланцы (600 м). В кембрии на западе Северного острова существовал миогеосинклинальный прогиб, заполненный терригенными и карбонатно-терригенными толщами (до 1,5 км). После длительной орогенной эпохи в раннем девоне сформировался карбонатный прогиб. В последующем геосинклинальном развитии различаются две стадии: 1) средний девон — ранняя пермь: формирование черносланцевых, кремнисто-вулканогенных и карбонатно-терригенных толщ (до 3,5 км), 2) поздняя пермь — ритмично наслоенная серия терригенных пород со следами турбидитовых образований. В триасово-юрское время наблюдается инверсия геосинклинального прогиба и формируется складчатая система ранних мезозойских протяженными линейными складками и линейными разломами, сопровождаемыми внедрением гранитоидов. По мнению В. И. Бондарева, Новоземельский геосинклинальный прогиб был замкнутой линзовидной структурой — глубоководной впадиной внутри мелководного морского бассейна, что подчеркивает, по мнению автора, его межблоковое положение.

Наличие на западе Новой Земли перикратонного прогиба свидетельствует о полигенетическом характере всей системы. Вероятно его древнее заложение. Известны интенсивно складчатые верхнедевонские — пермские терригенно-карбонатные толщи (до 2 км).

Сравнительно небольшой Лаптевский геоблок ($0,8 \times 10^6$ км²) имеет сложный тектонический рельеф. Его расчленяют на более мелкие блоки грабены с низким (7,5 км/с) значением граничной скорости на поверхности Мохо. На западе геоблока прослеживается Ленско-Таймырская зона пограничных поднятий, на юге — прогиб, заполненный терригенными мезозойскими отложениями, на севере — гипотетическое Северо-Лаптевское поднятие и на востоке — полоса поднятий, связанная с мезозоидами.

Принято относить фундамент геоблока ($V=6,0-6,8$ км/с) к крупному массиву позднеархейской — раннепротерозойской консолидации, близкому по возрасту Анабарскому выступу севера Сибирской платформы. Залегающие выше толщи ($V=4,6-5,0$ км/с) отождествляются с карбонатными (PZ_2) и терригенными (PZ_3) отложениями, их перекрывают триасовые вулканосадочные образования ($V=3,9-4,0$ км/с). Этот разрез (до 8 км) наиболее характерен для Южно-Лаптевого прогиба.

Упомянутые выше грабены, вероятно, рифтогенные, выполнены верхнемеловыми — кайнозойскими отложениями (до 3—3,5 км). Усть-Ленский грабен (длина 800 км) пронизывает весь геоблок с юго-востока на северо-запад. В южном ответвлении грабена между губой Буорхая и низовьями р. Лены наблюдался следую-

ший разрез: 1) палеоцен — эоцен — чередование каолиновых глин с растительными остатками и бурыми углями и линзами конгломератов; преобладают остатки пресноводных пелиципод, встречаются морские диатомовые водоросли (1300 м), 2) олигоцен — неоген — пески, галечники, алевролиты и бурые угли (до 400 м), 3) четвертичные отложения — алевролиты, пески, редко галечники (100—150 м).

Межгеоблокковая Лено-Таймырская зона поднятий ограничена гравитационной ступенью. Она состоит из кулисообразно расположенных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. В центральном и северном звеньях этой зоны предполагается высокое расположение древнего кристаллического фундамента. Вблизи дельты р. Лены в неогеновых конгломератах установлены наряду с другими породами валуны (до 2 м) гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов.

Будучи сближенными с мезозоидами Северо-Восточной Азии, Востсибморский геоблок ($0,9 \cdot 10^6$ км²) имеет сложный тектонический рельеф. В нем более разнообразно, чем в других геоблоках шельфовой провинции, проявлены соответствующие складчатые и разломные структуры, а также магматические и минерогенические процессы. Западным граничным элементом служит Котельническо-Святоносная зона поднятий, которая протягивается к югу и далее к востоку в Чукотскую систему. На севере вдоль континентального уступа расположено древнее поднятие Де-Лонга и протяженный прогиб Вилькицкого, вероятно, соединяющийся с Северо-Врангелевским прогибом, составляющим восточный пограничный элемент.

Геологическое строение геоблока неоднородно. В поднятии Де-Лонга предполагается наличие докембрийского кристаллического фундамента. Более молодое (байкальское?) сильно деформированное складчатое основание обнажается на о-ве Бол. Ляховский. На востоке поднятия Де-Лонга выходят на поверхность умеренно-складчатые палеозойские лавы и туфы базальтов, андезито-базальтов, а также песчаники, алевролиты-гравелиты, подстилаемые кварцитами (свыше 1 км); относятся они к Генриеттской складчатой системе, возможно, перикратонного типа. Достаточно ясно прослеживаются фрагменты позднедевонского терригенно-карбонатного (с красноцветами) прогиба, охватывающего о-ва Котельный и Бельковский. С позднего палеозоя в геосинклинальные прогибы вовлекается значительная часть геоблока (острова Анжу, Бол. и Мал. Ляховские).

Распределенное неравномерно существенно осадочное выполнение бассейна Восточно-Сибирского моря имеет следующий вид (снизу вверх): 1) верхний палеозой — средняя юра на внегеосинклинальных площадях имеет мощность свыше 3,5 км; преобладают алевролиты, аргиллиты (иногда углистые) и известняки; наблюдаются покровы эффузивов среднего и основного состава; 2) верхняя юра — нижний мел — ритмично наслоенные алевролиты, аргиллиты, глины, песчаники с линзами конгломератов; на северо-

западе о-ва Новая Сибирь юра смята в складки длиной 40 км и шириной 15 км; 3) мел — палеоген (местами, возможно, и неоген) — глины, аргиллиты, алевролиты с прослоями песков, галечников и бурых углей — около 4 км. Обычно подошва меловых (послеальбских) отложений отождествляется с поверхностью с пластовыми скоростями ниже 4,0—4,6 км/с. Согласно Ю. Е. Погребницкому и А. П. Куликову, трансгрессии достигали максимума в конце олигоцена — раннем миоцене и в позднем плиоцене. Регрессии — в эпоху раннего мела — эоцена, среднего миоцена — начала плиоцена и в позднем плейстоцене.

Наиболее восточный геоблок Чукотско-Колвиллский ($1,0 \cdot 10^6$ км²) охватывает обширную шельфовую область Чукотского моря до континентального уступа, молодую платформу (по другим данным краевой прогиб) Колвилл на севере Аляски и западную часть шельфовой зоны Бофорта. На юге межгеоблоковыми пограничными структурами служат складчатые системы — Чукотская и Брукса. Намечается деление геоблока на три мегаблока: Южно-Чукотский, Северо-Чукотский и Колвилл. Южно-Чукотский мегаблок, ограниченный на севере Врангелевско-Геральдским поднятием, составляет Южно-Чукотский прогиб, в котором установлено несколько выдержанных сейсмоакустических горизонтов. Выше интенсивно складчатого мезозойского фундамента ($V_f = 6,1$ км/с) находится горизонт с пластовой скоростью 4,4 км/с, сопоставляемый с альб-сеноманской молассой. В кровле предполагается наличие вулканитов. Вышележащий горизонт (3,1—3,6 км/с) относится к меловым континентальным (турон — кампан) толщам мощностью 0,7—0,9 км. Наиболее широко развит горизонт (2,2 км/с), отождествляемый с верхнепалеогеновыми паралическими угленосными отложениями. В пределах прогиба установлена и молодая неоген-четвертичная толща (1,7—1,9 км/с) мощностью до 0,7 км; выделяются впадины: на западе Де-Лонга, Шмидтовская и на востоке — Хоуп, разделенные валами или седловинами. Залегание осадков близкое к горизонтальному.

Врангелевско-Геральдское поднятие делится на две части. Геральдская часть (длина 800 км) выделяется положительными аномалиями силы тяжести. Предполагается наличие мезозойского складчатого фундамента. Драгированием были подняты обломки граувакковых песчаников и плотных аргиллитов, сходных с нижнемеловыми породами западной части хр. Брукс. Вдоль северного края поднятия прослеживается зона разломов, частично надвигов, падающих на юг.

В Северо-Чукотском мегаблоке с утоненной континентальной корой значительную площадь занимает Северо-Чукотский бассейн. В нем различаются складчатые образования (J?) и отложения, сопоставляемые с юрой — нижним мелом, верхним мелом и палеогеном — неогеном. Предполагается развитие преимущественно морских терригенных слабодислоцированных осадков (до 6 км). Известны диапиры, скорее глинистые, чем соляные. На востоке Северо-Чукотский бассейн соединяется с «осалочной призмой» запад-

ной части шельфа моря Бофорта. Мощность осадков (меловых и кайнозойских) изменяется от 1—3 км вблизи побережья до 6—8 км (на западе).

Поднятием Барроу и континентальным уступом *мегаблок Колвилл* отделяется от соседних структур на западе и на севере. На юге располагается межгеоблоковая система Брукс. На северном склоне хр. Брукс развиты сравнительно небольшой мощности карбонатные (C_1) и терригенные ($P-K_1$) отложения, образующие узкую складчатую полосу. Ее можно рассматривать как складчатую часть краевого прогиба или (что предпочтительнее) как активизированную окраинную зону молодой эпипалеозойской платформы. На востоке северного склона Аляски [63] наблюдается следующий разрез (снизу вверх): 1) нижний карбон — песчаники, сланцы, конгломераты, известняки и уголь (внизу), известняки и доломиты с кремнями и песчаниками (вверху) — 0—2200 м, 2) пермь — песчаники с прослоями сланцев, местами конгломератов и кремни 0—700 м, 3) триас — глинистые известняки и доломиты, глинистые сланцы и песчаники (0—140 м); 4) юра — глинистые сланцы, алевролиты и содержащие органическое вещество листоватые глинистые сланцы (0—1200 м); 5) нижний мел — алевролиты и глинистые сланцы с кварцевыми зернами и кремнистой галькой (внизу) — 40—700 м, граувакки, алевролиты и глинистые сланцы (вверху) — 200—1200 м, 6) верхний мел — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и туфы (внизу); паралическая толща песчаников, алевролитов, конгломератов с прослоями угля и туфов (вверху) — 900—3600 м, 7) палеоген и неоген — слабо консолидированные пресноводные и мелководные морские аргиллиты, песчаники и конгломераты с лигнитами и бентонитами (0—2500 м).

На Колвиллской плите находится значительное количество антиклинальных поднятий, которые продолжают на запад в зону шельфа. По направлению на север к мысу Барроу мощность осадков постепенно уменьшается до 2 км и менее.

СЕВЕРОАМЕРИКАНСКИЙ КОНТИНЕНТ

Обладающий некоторыми чертами симметрии материк Северной Америки (около 24 млн. км²) имеет значительный выступ на северо-западе (п-ов Аляска) и на востоке (п-ов Лабрадор). К югу материк сужается. Канадский Арктический архипелаг в отличие от остальной части континента изучен неравномерно.

На основании детального изучения глубинного строения континента выявлены следующие его особенности: 1) средняя мощность коры на Канадском щите (31—35 км) заметно меньше, чем на щитах Евразии, 2) в центральной и южной частях (Великая равнина и Мидконтинент) мощность коры значительно выше и изменяется от 40 до 55 км (средняя 32—43 км), 3) четко выделяется «слой Риел» с пластовой скоростью $V_{II}=6,7$ км/с и на платформе его аналог с $V_{II}=7,2-7,4$ км/с. Данные геологов и

геофизиков Канады и США, обобщенные Н. А. Беляевским [3] и Л. В. Витте [5], свидетельствуют о самостоятельности анастабильных геоблоков Центрально-Канадского и Сьюпериор и катастабильного — Миссисипского, покрытого мощным чехлом осадков. Геофизические исследования подтверждают правомерность выделения большинства границ геоблоков. Нельзя пройти мимо и некоторых линеаментов. Так, например, намечается полоса положительных аномалий и знакопеременных магнитных аномалий, отражающих полосу докембрийских (PR_1 ?) основных вулканитов и интрузий, относящуюся к гипотетической «Среднеамериканской рифтовой системе».

Однако на западе Северная Америка не имеет столь четкого деления на геоблоки и межгеоблоковые зоны, как это можно было видеть в Евразии. По данным Ф. Кинга, Кордильеры, Северной Америки расчленены поперечными линеаментами на Канадский, Орегон-Монтанский и Калифорнийско-Колорадский сегменты, сравнимые с геоблоками других континентов. Следует отметить, что крайняя северо-западная часть континента по «тектоническому узору» стоит ближе к складчато-глыбовой Восточной Азии, чем к линейно-складчатому западу Северной Америки.

Детальные исследования А. Ирдли и Ф. Кинга способствовали познанию геологического строения и эволюции Северной Америки. В объяснительной записке к тектонической карте материка Ф. Кингом в 1969 г. описаны Канадский щит, платформенные отложения на докембрийском фундаменте (центральная часть США, Западная Канада и Арктический архипелаг) и несколько разновозрастных складчатых поясов: 1) докембрийские — Кеноранский, Гудзонский и Гренвиллский, 2) палеозойские — Восточно-Гренландский, Иннуитский, Аппалачский и Уошито; 3) мезозойский — Кордильерский и 4) кайнозойский — Тихоокеанский.

На Североамериканском континенте различаются кратонные анастабильные геоблоки — Центрально-Канадский, Сьюпериор, Баффинов и Гренландский и геоблоки, перекрытые мощным чехлом, — Виктория и Миссисипский. Плато Колорадо — самостоятельный геоблок, отторженец Североамериканской платформы, подвергшийся тектоно-магматической регенерации в конце мела. Свообразны геоблоки Свердрупа и Мексикано-Флоридский, расположенные на крайнем севере и юге континента. В первом из них известен крупный позднепалеозойский — мезозойский бассейн Свердрупа, во втором — существенное опускание имело место в мезозое и кайнозое. На западе континента различаются геоблоки Западно-Американский, Западно-Канадский и Аляскинский с преобладанием мезозойских линейных геосинклинальных систем, нередко существенно гранитизированных. Особое значение, по-видимому, имеют кайнозойские мегаблоки Бассейнов и Хребтов и Сонора — грабен горстового типа с огромным объемом миоценовых липаритовых игнимбритов.

Центрально-Канадский геоблок ($3,0 \cdot 10^6$ км²) включает два мегаблока — Черчилл с обнаженным докембрийским фун-

даментом и Гудзонский, где древние кристаллические образования перекрыты пологозалегающими палеозойскими отложениями. Границы геоблока преимущественно разломные, хотя на западе и юге намечаются довольно древние краевые ранне-среднепротерозойские осадочно-вулканогенные пояса. Кроме того, к южной границе приурочены отчетливая гравитационная ступень, а также удлиненные тела гранитоидов (1,7—1,6 млрд. лет). Северо-западный угол мегаблока Черчилл известен под названием «провинции Слейв», где в основании разреза выделяются гнейсы, кварциты и граниты. Галька последних (2,6 млрд. лет) содержится в базальных конгломератах, лежащих в основании серий йеллоунайф. Низы серии сложены вулканитами основного состава с подчиненными средними и кислыми эффузивами. Наблюдаются многочисленные дайки и силлы габбро и диоритов. Верхы серии представлены ритмично наслоенными граувакками и глинистыми сланцами и аргиллитами, иногда с линзами (до 500 м) карбонатных пород. Мощность всей серии достигает 15 км.

В мегаблоке *Черчилл* древние гнейсы, гранулитовой фации имеют омоложенный возраст, определенный радиогенным методом (2,0 млрд. лет), и лишь в немногих случаях реликтовые изотопные соотношения — 2,7 млрд. лет. Более молодые образования образуют здесь две широтные полосы, разделенные гнейсами и гранулитами. В южной полосе известны массивные и подушечные базальты и андезиты, переслаивающиеся с дацитами и риолитами. Выше залегают граувакки. Возраст мусковита 2,67 млрд. лет. В южной части геоблока архейские парагнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты прорваны гранитоидами (1,7—1,4 млрд. лет). Известны и другие архейские массивы, разделенные ветвями протерозойских складчатых систем, что является характерной чертой геоблока.

Гудзонский мегаблок охватывает синеклизу Гудзонова залива, наложенную на нижнепротерозойское основание провинции Черчилл. Наиболее погруженная часть его (свыше 2 км) приходится на центральную часть залива. Выполнена синеклиза карбонатно-терригенными отложениями ордовика, силура и девона.

Геоблок *Сьюперииор* (провинция оз. Верхнее) ограничен на юге Пейнокийской среднепротерозойской складчатой системой и на востоке срезается Гренвиллским геоблоком. От Центрально-Канадского геоблока он отделяется крупными глубинными разломами, местами выраженными на поверхности надвигами. С запада и северо-востока геоблок ограничен среднепротерозойскими прогибами. Первый из них — Белчер выполнен осадочно-вулканогенными толщами (6—10 км), второй — Лабрадорский сложен кварцевыми и аркозовыми косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (1,1 км) и в верхах — аркозами, известковистыми кварцитами и стратоматолитовыми доломитами (до 2 км). Общая площадь геоблока $2,5 \cdot 10^6$ км².

Древнейшие породы геоблока — преимущественно роговообманково-пироксеновые гнейсы — слагают полосу северо-восточного

простираются, ограниченную разломами. Интенсивно дислоцированные породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, относятся к раннему архею. По циркону из гнейсов определен возраст 3,6—3,55 млрд. лет. Особенно часто в геоблоке встречаются толщи киватинского возраста, представленные снизу: 1) эффузивами и туфами основного и кислого состава (3500—6500 м), стратиформными телами габбро, ультраосновными породами и гранитоидами; 2) ритмично пересланяющимися граувакками и гравелитами с подчиненными кварцитами (до 3000 м), 3) кислыми и средними эффузивами и пирокластическими образованиями (5000—13 000 м); интрузиями габбро и диоритов, 4) граувакками с подчиненными конгломератами и прослоями туфов, кварцитов и железистых кварцитов (5000 м).

Этот комплекс пород с перерывом, а местами с угловым несогласием перекрыт «группой Тимискаминг» (более 5000 м), в которую входят конгломераты, граувакки, глинистые сланцы, эффузивы и туфы трахитового состава; иногда встречаются джеспилиты. Породы этой «группы» выполняют узкие прогибы. Формирование «группы» завершилось слабой складчатостью и внедрением гранитоидов (2,5 млрд. лет).

Пеннокийская межгеоблоковая система обрамляет геоблок Сьюпериор с юга. Эта перикратонная складчатая зона образована отложениями Анимики—Гуруна. В нижней части зоны преобладают терригенные толщи умеренной мощности и строматолитовые доломиты с прослоями кварцитов и прослоями кислых эффузивов. Выше с размывом залегают кремнисто-терригенно-вулканогенные образования с джеспилитами и оолитовыми железистыми породами. На востоке системы расположен Гуронский прогиб, выполненный терригенно-вулканогенными образованиями, иногда, особенно в верхней части, с несортированными конгломератами, рассматриваемыми в качестве тиллитов. Наиболее интенсивная складчатость проявляется в зонах крупных субширотных разломов. Известны штокообразные тела гранитов, силлы и дайки габбро и габбро-диабазов. Возраст, определенный радиогенным методом, 2,3—1,6 млрд. лет.

У автора были сомнения в том, отнести ли пояс Гренвилл к самостоятельному геоблоку (площадь $1,0 \cdot 10^6$ км²) или межблоковой системе, граничащей вместе с Аппалачами с Саргассовым геоблоком Атлантического океана. На строгую параллельность пояса Гренвилл складчатой системе Аппалачей и наличие в осевой зоне последних верхнего докембрия разновозрастного гренвилльским образованиям указывал В. Е. Хаин [42]. Однако размеры пояса Гренвилл и его структурные особенности привели к необходимости выделения обособленного геоблока. Вдоль его северо-западной границы протягивается широкий линейный гравитационный минимум ($-120 \cdot 10^{-5}$ м/с²), совпадающий с крупным глубинным разломом. С Аппалачами геоблок граничит вдоль шовной линии Логана. К этому же шву приурочены впадины Антикости и Квебек, выполненные терригенно-карбонатными ниж-

не-среднепалеозойскими осадками умеренной мощности. В пределах геоблока наблюдаются преимущественно изометричные гравитационные аномалии. В центральной его части выделяется гравитационный минимум.

Докембрийские образования геоблока, по мнению В. Н. Мошкина и Б. Д. Дворкиной, расчленены на догренивилльские и собственно гренивилльские. Первые из них преимущественно развиты на юго-западе и северо-востоке геоблока и представлены гранито-гнейсами, роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми гнейсами, лейкократовыми и мафическими гранулитами чарнокитовыми гнейсами. Серия пород (4000—4500 м), впервые описанная У. Логаном около 120 лет назад в Квебеке (у дер. Гренивилл), состоит преимущественно из мраморов, кварцитов, разнообразных гнейсов и амфиболитов. В стратотипическом разрезе суммарная мощность мраморов достигает 3000 м. В северо-восточном направлении возрастает значение амфиболитов; встречаются прослойки гипса. На юго-западе развиты кварц-микроклиновые, биотитовые, гранатовые и силлиманитовые парапороды, а так же кварциты. Иногда встречаются перекристаллизованные габброидные интрузии и лавовые потоки и туфы.

Массивы анортозитов и пироксеновых мангеритов слагают пояс, простирающийся от побережья Ньюфаунленда через весь геоблок к Адирондакским горам. Общая площадь, занятая ими, превышает $0,2 \cdot 10^6$ км². На основании многих радиологических определений их возраст 1,4—1,1 млрд. лет. Некоторые исследователи возраст собственно гренивилльской серии считают 1,7—1,1 млрд. лет.

Дислоцированность гренивилльской серии отличается большой сложностью, что вызвано многофазным наложением складчатости метаморфизма. Конечная интенсивная складчатость и гранитизация гренивилльского возраста определились к 1,1—0,85 млрд. лет.

Между геоблоком Аппалачская система граничит с Миссисипским геоблоком градиентными ступенями и характеризуется продольным зональным строением с резкими плотностными неоднородностями. Мощность коры — 32—36 км, возрастающая до 45 км в Голубых горах. На северо-западе в провинции Хребтов и Долин известен полный разрез палеозоя (10 км), включающий основные вулканиты. Древний фундамент (1,0—0,8 млрд. лет), находящийся в осевой части Голубых гор, слагается комплексом метаморфических и интрузивных (ортогнейсы, граниты, мигматиты) пород. Юго-восточнее в провинции Пидмонт наблюдаются парагнейсы и сланцы (PR₃—Є) и ритмично-слоистые породы (Є—О). Здесь встречен и континентальный триас, развитый в асимметричных грабенах. В Аппалачах обнаружены классические зоны надвигов, а также разнообразный спектр магматических пород, включая сложнейшие раннепалеозойские офиолитовые серии, относящиеся к коре океанского типа эвгеосинклинальной зоны.

К югу от Канадского щита располагается Миссисипский геоблок ($3,2 \cdot 10^6$ км²), охватывающий плиту Мидконтинента

(район Среднего Запада США). Он ограничен на юго-востоке Аппалачами, на юге — складчатой системой Уошито, на западе — рифтом Рио-Гранде и краевым докембрийским кристаллическим поднятием и на севере — уже упоминавшейся Пеннокийской межгеоблоковой системой. Как уже было отмечено, плита Мидконтинента подстилается фундаментом с возрастом консолидации 1,4—1,2 млрд. лет.

Рассматриваемая территория асейсмична. Гравитационные аномалии Буге близки к нормальным либо характеризуются небольшими величинами (от $-20 \cdot 10^{-5}$ до $-40 \cdot 10^{-5}$ м/с²). Характерны отрицательные слабомагнитные аномалии. Мощность коры в среднем 42—43 км. Скорости на границе Мохо — 8,2—8,3 км/с. В течение палеозоя геоблок испытывал более или менее непрерывное, хотя и неравномерное погружение. Согласно Дж. Эм. Уэллеру, последокембрийский чехол представлен в следующем виде (снизу вверх): 1) верхний кембрий — песчаники, иногда глинистые, глауконитовые с пластами доломитов, 2) ордовик — доломиты, кварцевые пески, глинистые породы с прослоями известняков и песчаников, 3) силур — доломиты и окремненные известняки, пласты соли, рифовые сооружения, 4) девон — в низах песчаники и глинистые сланцы, в верхах — известняки, 5) нижний карбон (миссисипий) — черные глинистые сланцы и кремнистые загрязненные известняки; размыв, 6) верхний карбон (пенсильваний) — песчаники, пласты угля и глины, 7) пермь (преимущественно на западе) — известняки, глины, существенно красноцветные.

Структура Мидконтинента весьма детально изучена американскими геологами. На востоке крупным структурным элементом является платформенного типа свод Цинциннати. В наиболее приподнятой его части на поверхность выходит силур, а на периферии — девон — нижний карбон. Свойствен очень пологий наклон крыльев. Для геоблока характерны глубокие впадины (бассейны) — Иллинойс на западе и Мичиган — на севере. Эти структуры разделяются сводом Канкаки, который сливается с пологим Висконсинским сводом. Бассейны осложнены системой валов и разломов.

С юга Миссисипский геоблок граничит с Мексикано-Флоридским геоблоком, включающим Мексиканский залив и обрамляющую его Примексиканскую равнину, п-ова Юкатан и Флорида, а также Багамское плато. Его общая площадь — $1,9 \times 10^6$ км². Своеобразие этого геоблока заключается в сочетании новообразованной (конец палеозоя? — мезозой) глубоководной впадины с периферическими плитами молодых платформ. Богатейшее скопление углеводородов, эвапоритов (соль, гипс, ангидрит) и серы вместе с его уникальной структурой привлекает внимание многих геологов и геофизиков.

На западе вдоль границы геоблока прослеживается у подножия Восточной Сьерра-Мадре краевой прогиб, выполненный эоценовыми и более молодыми отложениями молассового типа. Северная граница совпадает с флексурным перегибом, дугообразно

обрамляющим Примексиканскую равнину (Галф-Кост), восточная — протягивается вдоль континентального склона, образующего плато Блейк и Багамскую плиту, южная — совпадает с северной границей Карибского геоблока.

Выделяются четыре мегаблока: Юкатанский, Приатлантический, Галф-Кост и Сигсби. Первый из них составляет полуостров того же названия, сложенный с поверхности горизонтально-наслоенными миоценовыми известняками, испещренными карстовыми воронками. В залегающих выше кайнозойских и меловых отложениях известны мощные (до 2,5 км) ангидритовые слои. На глубине предполагается поднятие докембрийского фундамента. Восточное и северное продолжение полуострова составляет обширную шельфовую зону, окаймленную крутым уступом.

В асимметричном *Приатлантическом мегаблоке* — регионе с тектоническими особенностями, характерными для молодой платформы, на севере известно значительное по площади сводовое поднятие Окала с небольшой (до 300 м) мощностью верхнемелового чехла. К юго-востоку происходит значительное погружение (до 7—11 км) палеозойского фундамента. На Багамских островах скважины достигли 4,4 (о-в Андрос) и 5,7 км (банка Ки-Сал). Они вскрыли разрез верхнемеловых и кайнозойских отложений и достигли пород нижнего мела. Предполагается очень длительная мелководная карбонатная седиментация. По расчетам Р. Дитца, в регионе накоплено около 1,5 млн. км³ карбонатных осадков.

Своеобразие впадины *Сигсби*, составляющей самостоятельный мегаблок овальной формы, заключается в наличии весьма мощного осадочного клина (до 13—15 км на периферии), утоняющегося по направлению к центру впадины. Мощность слоя с $V_T = 6,6—7,2$ км/с около 6 км. Согласно данным бурения начало формирования глубоководной впадины относится к позднему мелу.

Мегаблок Галф-Кост, охватывающий Примексиканскую равнину, отличается наличием весьма мощного (до 15 км) осадочного клина. В наземной части наблюдается слабоконтрастный рельеф, развивавшийся на осадочных породах, падающих под углами 1—3° в сторону залива. В шельфовой области свыше 200 локальных поднятий, соответствующих соляным куполам. Накопление осадков в мезозое (со средней юры) и кайнозое привело к продвижению прибрежной равнины на юг. Под тяжестью мощных осадков возникли наклоны пластов. Известны положительные изометрические и вытянутые поднятия — своды Монро, Сабина и ряд других.

Разрез отложений Примексиканской равнины начинается с юры. Это красноцветные и темноокрашенные глинистые и известковые породы, переходящие кверху в ангидриты и соленосные образования. Строение последних весьма разнообразно в зависимости от мощности соляного пласта, глубины залегания и взаимоотношения соли с вмещающими осадками. Меловые отложения начинаются с песчано-глинистых красноцветных толщ, отделенных фацией барьерного рифа от темноцветных глинистых известкови-

стых отложений. В верхней части меловой толщи наряду с преобладающими карбонатными породами (мел, мергели, известняки) известны терригенные и вулканические прослои. В палеогене осадконакопление более разнообразное. В морских, континентальных и прибрежных условиях (существенно дельтовых) накапливались псичий мел и мергели, а также глины, пески и лигниты. С конца олигоцена все большую роль играют речные и дельтовые фации и ближе к заливу — морские глины и мергели. В пределах мегаблока широко развиты сбросы, иногда парные, формирующие грабены.

Итак, Мексикано-Флоридский геоблок — крупное сооружение, большая часть которого испытывала в мезозое и кайнозое оседание с накоплением весьма мощных осадочных призм с эвапоритовой «начинкой». Вероятно, на месте рифтового типа раздвига сформировалась впадина Сигсби с утоненной субокеанской корой, что подчеркивает своеобразие геоблока в целом катастабильного типа.

На Тихоокеанской окраине континента различаются три геоблока, окаймленных на востоке межгеоблоковой системой Маккензи — Скалистых гор. Из них наиболее крупный Западно-Американский геоблок ($2,3 \cdot 10^6$ км²) расположен к югу от поперечного линеамента Льюис-Кларка. Он вытянут на 3100 км и ограничен на востоке разломами западной окраины плато Колорадо и Восточно-Мексиканским краевым прогибом и на западе — Тихоокеанской геосинклиналью. Фундаментом геоблока служат палеозойско-мезозойские (эв- и миогеосинклиналильные) образования Кордильерской геосинклинально-складчатой области, в значительной степени переработанные кайнозойскими тектоно-магматическими процессами. Дифференцированные тектонические движения, а также обоснованно предполагающаяся связь с калифорнийским ответвлением Восточно-Тихоокеанского поднятия обусловили высокий тепловой поток и сейсмичность, что свидетельствует о высокой активности мантии. Последняя характеризуется пониженными значениями скоростей сейсмических волн (7,8—7,9 км/с на поверхности Мохо) и плотности вещества мантии, что привело к обширному глубокому гравитационному минимуму (-100×10^{-5} — $200 \cdot 10^{-5}$ м/с² в редукции Буге) [5]. Характерны колоссальные объемы вулканического материала, выведенного на поверхность в мезозое (юра — мел) и в кайнозое.

Намечается разделение Западно-Американского геоблока на три мегаблока — Колумбийский, Бассейнов и Хребтов и Сонора. Колумбийский мегаблок ($0,3 \cdot 10^6$ км²) содержит не менее 120 000 км³ вулканитов. Поднятием Голубых гор мегаблок делится на две части: 1) северную (собственно Колумбийское плато), где развиты однородные безоливиновые толентовые базальты (мощностью до 2000 м), и 2) южную, охватывающую плато Малер и Мэдок и равнину р. Снейк. В основании плато Мэдок лавы олигоценовые и миоценовые, а выше — голоценовые. Грабенообразная впадина р. Снейк выполнена позднеплиоценовыми и плейстоцено-

выми оливиновыми базальтами. Ф. Кинг считает, что мощность земной коры в Колумбийском регионе перед мощным излиянием базальтов была меньше нормальной, что свидетельствует о приуроченности его к области растяжения и разломообразования.

В пределах *мегаблока Бассейнов и Хребтов* образованию многочисленных грабенных и горстов предшествовало накопление олигоцен-миоценовых липаритовых игнимбритов (свыше 250 000 км³). Кислые вулканы составляют многие десятки моногенных покровов объемом до 750 км³. Под этим мегаблоком в верхней мантии, очевидно, находятся линзы с аномально низкой плотностью при мощности коры 25—30 км. Сходная геолого-геофизическая обстановка характерна и для расположенного южнее *мегаблока Сонора*. Западную часть последнего занимает крупный вулканоген Западной Сьерры Мадре, сложенный миоценовыми лавами от риолитов до базальтов с преобладанием вулкаников среднего и кислого состава. Верхи комплекса представлены неогеновой вулканической молассой.

Севернее располагается Западно-Канадский геоблок (1,1·10⁶ км²) соответствующий Канадскому сегменту. Его границей следует считать разлом, обрамляющий с севера Юконский массив и на юге поперечный линеамент Льюис-Кларк. Вдоль Тихоокеанской окраины геоблока протягивается весьма сложная система разновозрастных геосинклиналильных зон.

Как известно, в пределах Канады хорошо выражена продольная зональность. К западу от рва Скалистых гор располагаются кристаллический пояс Оминка с метаморфизованным терригенно-карбонатным протерозоем и фанерозоем, пояс Каскадных гор с гнейсовым ядром и вулканогенно-осадочным палеозоем и мезозоем. Между ними зажат межгорный Колумбийский пояс со слабо-метаморфизованным мезозоем и различными интрузиями и вулканиками мезозоя и раннего кайнозоя. На западе располагается «Береговой плутонический комплекс» (1760×80—160 км) с гранитоидами, диоритами и редко габбро (145—45 млн. лет). В перечисленных выше поясах складчато-надвиговые и чешуйчатые деформации имеют свой структурный узор.

Согласно Х. Габриэльсу, в геоблоке развит (снизу вверх): 1) средний протерозой — филлиты, кремнистые доломиты — 1500 м; несогласие; 2) верхний протерозой — аргиллиты, аспидные сланцы, филлиты, диамиктиты, полосчатые железистые кварциты — 4500 м, 3) нижний кембрий — кварцевые песчаники и известняки — до 2000 м, 4) нижний ордовик — средний девон — граптолитовые сланцы и алевролиты, известняки — 1500—2000 м; несогласие, 5) верхний девон — средний карбон — глинистые сланцы, алевролиты, местами с вулканиками (в горах Кассиар — офиолиты) — свыше 1000 м; несогласие, 6) пермь — кремнистые сланцы, аргиллиты, известняки (на западе с вулканиками и конгломератами) — 3000—5000 м, 7) средний — верхний триас — нижняя юра — граувакки, глинистые сланцы, местами турбидиты, в ряде разрезов обильные вулканики — 3000—5000 м, гранитоиды и граниты (ран-

неюрские, среднеюрские), 8) мел — кайнозой — морские, континентальные и вулканические образования, изменчивые по составу в разных поясах.

Продольная зональность, длительная геосинклинальная эволюция, проявление преимущественно гранитоидного магматизма, преобладание мезозойских — раннекайнозойских деформаций — наиболее характерные черты Западно-Канадского геоблока.

Сложная межгеоблоковая система, разграничивающая Западно-Канадский материковый геоблок и Северо-Восточный геоблок Тихого океана, известна под названием «системы Инсуляр». От континента она отделяется проливами, местами с хорошо выраженной гравитационной ступенью. В «систему Инсуляр» входят острова Ванкувер, Королевы Шарлотты и архипелаг Александра. По данным канадских геологов (К. Йората, Р. Ченза), вдоль границы с Тихим океаном трассируется «разлом Королевы Шарлотты». С запада на восток здесь выявлены «зона Врангеллиа», состоящая из среднетриасовых толеитовых базальтов, брекчий и туфов (4300 м), верхнетриасовых известняков и аргиллитов (1000 м) и нижеюрских известняков. Далее следует «зона Александер», характеризующаяся комплексом осадочных, в основном терригенных пород, вулканитов островодужного типа, метаморфических образований, по возрасту соответствующих позднему докембрию — раннему палеозою. Они перекрываются пермскими известняками и верхнетриасовыми вулканогенно-осадочными образованиями. Еще восточнее находится «зона Стикайн», в пределах которой распространены верхнепалеозойские — юрские вулканогенно-осадочные толщи. По новым данным в «системе Инсуляр» в мезозое происходили неоднократные перемещения сдвигового и надвигового характера. Позднее сформировались системы рифтов, в пределах которых накопились мощная (1200—5500 м) толща существенно субаэральных вулканитов и пирокластических пород по составу отвечающих серии от щелочных базальтов до натровых риолитов. По возрасту эти вулканические образования кайнозойские от 62 до 17 млн. лет. Несогласно на них залегают неогеновые морские и пресноводные осадки мощностью от 3000 до 4500 м. Южнее на о-ве Ванкувер геосинклинальная обстановка с подводными вулканитами продолжалась от карбона до юры. В этом регионе распространены юрские и реже меловые граниты, а также меловые угленосные толщи. В раннем кайнозое на юго-западной окраине о-ва Ванкувер возобновилось глубокое геосинклинальное прогибание. К западу от этого острова выявлен эоцен-плиоценовый геосинклинальный прогиб Тофино.

Аляскинский геоблок ($0,8 \cdot 10^6$ км²) по мозаичности структуры, сочетанию разломов разных направлений и магматической эволюции тяготеет к геоблокам Северо-Восточной Азии, хотя и сохраняет черты, сближающие его с линейно вытянутыми Кордильерами Северной Америки. Наиболее очевидны его северная и южная границы. Складчатая система хр. Брукс отделяет его от Чукотско-Колвиллского геоблока. Разломы Денали, Бор-

ден — Рейнджер, полоса поверхностных и промежуточных землетрясений (70—300 км), вытянутая от зал. Кука на северо-северо-востоке, и прогиб Чугач очень четко фиксируют южную границу геоблока. Более сложны и менее достоверны восточная и западная границы Аляскинского геоблока. Первую из них, очевидно, следует проводить по разлому Поркьюпайн, что согласуется с построениями американских геологов, вторую — от узкого Колюченого прогиба с мезозойским офиолитовым комплексом к полосе вулканитов юго-восточного угла Чукотского полуострова и о-ва Нунивак.

Стратиграфическая изученность Аляски неравномерна. В бассейне р. Кускоквим выделяются большие поля нерасчлененных нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, включающих известняки, доломиты, кремнистые сланцы, граувакки и зелено-каменноизмененные вулканиты. К юго-западу аналогичные сложные по составу толщи определяются как MZ — PZ. Большая часть Аляскинского геоблока сложена весьма мощными эвгеосинклинальными толщами. Эта крупная подвижная система, по мнению ряда американских исследователей, пережила три этапа: 1) ранний палеозой — ранний карбон (миссисипий), 2) пермь — триас и 3) ранняя юра — ранний мел. В последнем этапе (особенно в раннем мелу) значительное место в нижнем течении р. Кускоквим приобретают нижнемеловые толщи, сложенные граувакками, аргиллитами и конгломератами с прослоями известняков. Особо следует подчеркнуть широкое развитие полей вулканитов в зоне Юкон — Куякук. Здесь выделяются: 1) ранний мел — андезитовые туфы и вулканомиктовые песчаники — 1500 м, 2) альб — сеноман — песчаники, алевролиты, паралические угленосные отложения — 3000—6000 м, 3) поздний мел — палеоген — лавы и туфы, связанные с субаэральными извержениями латитового и риолитового состава — до 1000 м. Среди интрузий преобладают монзониты (99—102, 81—82 млн. лет). Андезитовый вулканизм неокома и интрузии развиты и в более южной зоне Кускоквим. Палеогеновые и неогеновые отложения обломочные и нередко угленосные с несогласием перекрывают более древние образования и занимают небольшие площади.

Большое место в геоблоке занимают изверженные породы — мезозойские гипербазиты и базиты, относящиеся, по С. С. Зимину, к дунит-верлит-пироксеновой формации, гранитоиды с явно выраженным монзонитоидным петрохимическим профилем и щелочные породы Западной Аляски (п-ов Сьюард) представленные фойитами и малиньитами (105—107 млн. лет).

Разломная сеть Аляскинского геоблока весьма выразительна. Современный фрагментарный его облик подчеркивается длительной и многообразной магматической историей. От докембрия до четвертичного периода формировались вулканиты. Несколько раньше (в миоцене) завершилась многоэтапная интрузивная активность. Все это обусловило и разнообразную металлогению — позднепалеозойскую — триасовую, мезозойскую и кайнозойскую.

Неповторимый структурный узор Аляски связан с многообразными тектоническими процессами, среди которых не последнюю роль играли раздвиговые движения. Весьма вероятно (У. Паттон), что вытянутый к востоку треугольник Юкон-Коюкук, обрамленный местами цепями гипербазитов, — результат крупного мезозойского раздвига. Межгеоблоковая Бруксовская система сложена существенно ниже-среднепалеозойскими осадочными терригенными карбонатными толщами (5000—6000 м). На северо-востоке хр. Брукс в отложениях нижнего палеозоя появляются мощные прослои подводных основных лав. Не исключено, что и в других районах хр. Брукс имеются прослои и линзы вулканитов, превращенные в зеленые сланцы. Важное значение имеют верхнедевонские континентальные терригенные толщи (часто с конгломератами), которые фиксируют завершение среднепалеозойских движений. Последнее подтверждается абсолютным возрастом гранитов в горах Романцева (430—330 млн. лет).

В еще мало исследованной области Канадского Арктического архипелага благодаря новым данным [46, 62] можно достаточно надежно выделить три геоблока: 1) Баффинов с выходами на поверхность докембрийских кристаллических образований, 2) Виктория, представляющего собой палеозойскую плиту, перекрывающую погруженный северный выступ Канадского щита и 3) Свердруп с крупным позднепалеозойским — мезозойским прогибом, обрамленным существенно ранне-среднепалеозойскими складчатыми системами. Средняя мощность коры в архипелаге составляет 37 км.

Баффинов геоблок ($1,2 \cdot 10^6$ км²) сложен существенно архейскими породами, интродуцированными серией диабазовых даек (1,1—1,2 млрд. лет) северо-западного простирания, на востоке его прослеживается в меридиональном направлении узкое (750×100 км) межгеоблоковое горстовое поднятие Бутия, сложенное докембрием и древними гранитоидами. Непосредственно к востоку от него располагается синеклиза Джонс — Ланкастер, выполненная пологозалегающими существенно карбонатными отложениями нижнего и отчасти среднего палеозоя. Другая синеклиза находится на юге геоблока, охватывая бассейн Фокс.

К «Центральному устойчивому региону» Арктического архипелага относится геоблок Виктория ($0,7 \cdot 10^6$ км²). Здесь выделяются (снизу): 1) протерозой — известняки, песчаники, алевриты, глинистые сланцы; базальты (11 000 м), 2) кембрий — песчаники (400 м), 3) ордовик — силур — доломиты, известняки, глинистые сланцы (3600 м), 4) девон — песчаники, глинистые сланцы, эвапориты, конгломераты. На западе геоблока располагается свод Минто, в ядре которого выходят на поверхность протерозойские образования, перекрытые с несогласием кембрийскими и ордовикскими осадками.

Геоблок Свердруп ($0,8 \cdot 10^6$ км²) обрамлен с северо-востока и юга геосинклинальной складчатой системой, охватывающей значительную часть о-ва Элсмир и архипелага Парри

(острова Батерст и Мелвилл). Значительная южная часть этой складчатой системы слагается известняками, доломитами, иногда с эвапоритами и глинистыми сланцами нижнего палеозоя и девона. Эти складчатые образования, вероятно, следует отнести к перикратонному прогибу.

В северо-западной части о-ва Элмир и северной части о-ва Аксел-Хейберг обнажаются метаморфические породы — биотитовые, гранатовые и амфиболовые гнейсы, слюдистые сланцы, кварциты и мраморы. Их доордовикский возраст подтвержден радиогенными данными (550 ± 35 млн. лет). По мусковиту возраст этих образований (кембрийских?) 535 ± 49 млн. лет. Выше залегают гнейсы (465 млн. лет). Эти толщи прорваны гранитами (390 млн. лет). Известны здесь перидотиты и габбро (370 млн. лет). Перечисленными интрузиями, по-видимому, завершается каледонский (элмирский) этап тектогенеза.

Отложения Свердрупского прогиба длиной 1100 км и шириной до 350 км имеют большую мощность, достигающую в его осевой части 13—15 км. Начало его формирования относится к раннему карбону (визейский век) и завершается в эоцене. В разрезе бассейна выделяются (снизу): 1) нижний карбон — пермь — песчаники и глинистые песчаники с пластами угля (в низах) и известняки, конгломераты, песчаники, глины, кремни, гипсы и ангидриты иногда с вулканитами (в верхах), 2) нижний триас — верхний триас (низы норийского яруса) — в краевой части прогиба песчаники и конгломераты, в центральной — терригенные и карбонатные породы, 3) верхний триас (верхи норийского яруса) — нижний мел (валанжинский ярус) — песчаники и алевролиты (морские и континентальные), 4) верхний мел — эоцен — алевролиты, пески, угли.

Иногда в морской толще меловых песчаников и глинистых сланцев встречаются потоки базальтов. Наблюдаются мощные sillы диабазов и габбро, а также гипсовые купола. Наиболее молодые отложения прогиба представлены деформированными песчаниками и угленосными неогеновыми отложениями (до 3000 м).

Геоблок Свердрупа отличается длительной мобильностью. Элмирские движения в конце среднего палеозоя привели к образованию сложных складчатых геосинклинальных и перикратонных систем. Глубокое оседание в течение позднего палеозоя и мезозоя содействовало формированию в коре крупного прогиба. Этот мезозойский тектогенез затронул и верхнюю мантию, свидетельством чего является проявление базальтового магматизма. И наконец, в неогене все более древние отложения вновь подвергнулись разрывному и пликативному диастрофизму, известному под названием «эврикианского».

С востока к Канадскому Арктическому архипелагу примыкает Гренландский геоблок ($2,2 \cdot 10^6$ км²), охватывающий наиболее крупный остров Земли. Только одна пятая его территории свободна от льда. По этим фрагментам геоблока достаточно

хорошо видно, что его окраинные части составляют складчатые системы (подвижные пояса), обрамляющие древнее архейское ядро, обнаженное в южной части острова. В качестве пограничных структур намечаются и периокеанские прогибы. Один из них — Западно-Гренландский заполнен мощными (до 8000 м) меловыми палеоген-неогеновыми осадками.

Выделяются два мегаблока — Южно-Гренландский и Северо-Гренландский, разделенные Натсугтоквидской складчатой системой. В первом из них «Архейский гнейсовый блок» состоит из различных гнейсов и мигматитов (85 %), амфиболитов (10 %) и анортозитов и ассоциированных с ними пород (5 %). Преобладающие радиогенные данные — 3,0—2,7 млрд. лет. В районе Годтхаба (юго-запад острова) для раннего архея установлен возраст 3,8—3,6 млрд. лет. Здесь вместе с гнейсами встречены основные метавулканисты и метаосадочные породы с кластическим материалом вулканического происхождения. Для большей части блока характерна гранулит-амфиболитовая фаза метаморфизма. В гренландском архее различается не менее трех фаз складчатых деформаций.

Кетилидианская складчатая система срезает на юге «Архейский гнейсовый блок». Несогласно на последнем залегают толща супракрустальных терригенно-вулканогенных пород, прорванных обширным массивом гранитов не менее двух генераций (1,85; 1,75 млрд. лет). Завершение эпохи гранитообразования (1,7—1,6 млрд. лет) связано с формированием грибовидной формы массивов гранитоидов рапакиви.

Верхний структурный этаж в Южно-Гренландском мегаблоке составляют континентальные аркозовые песчаники и основные лавы, а также щелочные интрузии (1,3—1,0 млрд. лет); среди последних широко известны интрузии габбро, нефелиновых и авгитовых сиенитов центрального типа.

Севернее «Архейского гнейсового блока» находится межблоковая Натсугтоквидская складчатая система, вытянутая в восточно-северо-восточном — западно-юго-западном направлении не менее чем на 750 км. В ней среди высокометаморфизованных гранодиоритовых гнейсов переработанного архейского фундамента выделяются две группы пород: 1) архейские — силлиманитсодержащие гранато-биотитовые гнейсы, 2) нижнепротерозойские — метаосадочные образования с мраморами, кварцитами и известково-силикатными породами. Известны здесь поля даек основного состава (1,9 млрд. лет). Более поздние пегматиты имеют радиогенный возраст 1,67 млрд. лет. Структура системы своеобразная, крупнолинзовидная. В линзах сохранились первичные структуры архея и пронизывающие их дайки. Обволакивающие линзы линейные структуры архея полностью деформированы и переориентированы более поздними натсугтоквидскими движениями. В пределах системы наблюдаются чешуйчатые надвиговые пластины и зоны скалывания с падениями на северо-северо-запад.

Северо-Гренландский мегаблок, вероятно, за исключением крае-

вых складчатых систем, представляет собой плиту с умеренной (от 1000 до 2500 м) мощностью осадочным чехлом, пронизанным в нижней части дайками долеритов (982; 799 млн. лет). Недеформированный терригенно-карбонатный комплекс охватывает поздний докембрий — поздний силур.

Западная часть Гренландии на протяжении 1100 км относится к Ринкианской складчатой системе. Здесь выше архейского фундамента широко распространены мощные нижнепротерозойские метасадочные (с преобладанием мраморов) толщи и амфиболиты с линзами ультраосновных пород. Возраст проявления метаморфизма 1,9 млрд. лет. Эти образования перекрыты мощной (13 км) толщей, состоящей внизу из кварцитов и гранит-ставролитовых сланцев и вверху — из метаграувакк (1,7 млрд. лет). Складчатость в пределах ринкианид сравнительно простая — брахиформная. Однако наблюдаются и значительные тектонические перекрытия.

Восточную граничную систему составляют складчатые верхнедокембрийские и нижнепалеозойские толщи, прослеженные на расстоянии около 1300 км. Основные выходы этих отложений располагаются по обе стороны от «Центрального метаморфического комплекса», сложенного архейскими гнейсами и мигматитами. Среди слабометаморфизованных миогеосинклинальных (возможно, перикратонных) осадков преобладают в нижней части песчано-глинистые и известково-глинистые, а в верхней (венд? — ордовик) — известково-доломитовые. В северной части системы наблюдаются надвиги и шарьяжи.

Северо-Гренландская складчатая система — характерно нарастание складчато-надвиговых деформаций и метаморфизма с юга на север. Здесь в окраинно-платформенном прогибе от кембрия до раннего девона происходило накопление песчаников, в том числе граувакковых, глинистых, кремнистых и карбонатных (известняков, доломитов) пород. Вблизи арктического побережья в зоне крупного разлома намечается полоса хлорит-биотит-гранатовых метаморфических пород, возможно, нижнепалеозойских. На мысе Вашингтон и западнее на расстоянии около 120 км прослеживается полоса молодых (32—35 млн. лет) вулканитов известково-щелочного состава. Северо-Гренландская система — типичная перикратонная складчато-надвиговая структура.

Гренландский геоблок с древнейшими (3,8—3,6 млрд. лет) вулканитами и вулканомиктовыми образованиями не только открывает завесу над раннеархейской историей Земли, но и представляет собой прекрасный пример самостоятельной глыбы, имеющей четко выраженную структурную раму.

ЮЖНОАМЕРИКАНСКИЙ КОНТИНЕНТ

От соседних материков континент отделен транзиталиями, составляющими на севере Карибский геоблок, а на юге геоблок «Скотия». Он имеет в плане форму клина, резко утоняющегося к

югу. Так же как и большинство других континентов, Южноамериканский асимметричен. К Тихому океану примыкает самый длинный на Земле линейно вытянутый на 9500 км складчатый пояс Анд [14]. Восточнее находятся платформенные глыбы как с обнаженным фундаментом (Гвианский и Бразильский щиты), так и покрытые мощным осадочным и вулканогенным (траппы) чехлом (бассейн р. Параны).

На тихоокеанской окраине Южной Америки исключительно контрастно сочленяется тонкая океаническая кора со сложно построенным глубоководным желобом с одним из высочайших горных хребтов (6500—7000 м) с очень мощной континентальной корой. Вдоль окраины материка прослеживаются вначале мелкофокусные землетрясения (до 70 км), затем промежуточные (71—300 км) и, наконец, в отдалении от береговой линии на изолированных площадях — глубокофокусные (300—700 км). Выявляется неравномерность толщины коры под Андами. На широте Боливии вблизи побережья кора имеет мощность 30 км, под Альтиплано свыше 70 км и под Восточными Андами — 50 км.

В результате обобщений Г. Герта, Х. Харрингтона, Ф. Альмейда, Ю. А. Иванова, В. Д. Чеховича и других исследователей произведено геолого-структурное районирование континента, при котором за основу была принята древняя Бразильская платформа (с Гвианским, Центральным и Восточно-Бразильским щитами и крупной Амазонской синеклизой), вторым крупным структурным элементом является молодая Пампа-Патагонская платформа и третьим — протяженный Андийский складчатый пояс.

Деление на геоблоки Южноамериканского континента более определенное, чем в Северной Америке. Здесь различаются: классические высокоподнятые кратонные геоблоки — Гвианский и Центрально-Бразильский, сильно раздробленный дифференцированный и неоднократно омоложенный Восточно-Бразильский геоблок, катастабильный геоблок Параны с проявлением молодого (раннемелового) траппового магматизма и к югу от него крупные геоблоки Чако и Патагонский; последние принадлежат молодым платформам. В Патагонском геоблоке наблюдается перемежаемость массивов и значительных по размерам бассейнов [44].

Гвианский геоблок ($2,2 \cdot 10^6$ км²) ограничен на севере близширотной Северо-Венесуэльской межгеоблоковой системой и краевым прогибом, на юге — Амазонским линеamentом, на западе Северо-Андийской геосинклинальной складчатой системой и перикратонным прогибом и на востоке — Приатлантической периконтинентальной зоной и континентальным склоном.

Намечается наличие двух ядер первичной консолидации на северо-востоке — Ориноко с гнейсами основного и кислого состава, гранулитами, чарнокитами, джеспилитами, а также габброидами и гранитоидами (3,2—3,1 млрд. лет) и южнее Гвиана с древнейшим (4,0—3,7 млрд. лет) на континенте комплексом парагнейсов, чарнокитов и амфиболитов, прорванными кварцевыми диоритами и гранодиоритами. В первом из этих ядер наблюдаются сжатые

складки с изменчивым направлением запрокидывания, во втором — ранний архей участвует в формировании гранито-гнейсовых куполовидных поднятий. Характерны железорудные (итабриты) и марганецсодержащие образования (гондиты).

Из магматических образований следует отметить рибекитовые граниты (2,6 млрд. лет), амфиболиты и габброиды, рассеченные гранитами (2,4 млрд. лет). Более молодой позднеархейский — раннепротерозойский комплекс Гвианского геоблока (щита) представлен: в нижней части — амфиболитами и различными метаморфизованными вулканитами от базальтов до риолитов, в верхней (PR_1) — различными хлоритовыми и серицитовыми сланцами, филлитами и кварцитами (10 км). Выделяется несколько (3—4) комплексов среднепротерозойских гранитоидов, в том числе типа рапакиви. Реже встречаются щелочные граниты. Радиогенный возраст разных групп гранитов: 2,2—1,9 и 1,8—1,3 млрд. лет. С несогласием все более древние образования перекрыты слабеметаморфизованными кварцевыми песчаниками и конгломератами (2,6 км) среднего протерозоя. Они пронизаны силлами долеритов (1,7 млрд. лет). На востоке геоблока к этому же возрасту относят полевошпатовые песчаники и граувакки (0,7—2,0 км).

Гвианский геоблок отделен от Центрально- и Восточно-Бразильского Амазонской межгеоблоковой системой. Ее происхождение связано с крупной широтной зоной разломов (Амазонский линеймент), вдоль которой выявлена положительная гравитационная аномалия. В пределах системы в позднем докембрии сформировался авлакоген. В среднем и позднем палеозое депрессионная зона расширилась и превратилась в структуру типа синеклизы, верхняя часть которой сложена континентальными и отчасти морскими толщами мезозоя и кайнозоя. Имеет место общее погружение с запада на восток, где опускания достигают 6 км. Синеклиза асимметрична. Южный борт ее более сложен. Известны эвапоритовые и угленосные осадки.

Центрально-Бразильский геоблок ($3,1 \cdot 10^6$ км²). В архее в ядре Гуапоре выделяются амфиболиты и слюдястые сланцы (3,3 млрд. лет) и в ядре Гойано (массив Гойяс) — мигматиты, метабазиты, кристаллические сланцы и гранитоиды и севернее — амфиболиты (3,0—2,9 млрд. лет), тальковые и хлоритовые сланцы, габброиды и ультрабазиты. К нижнему протерозою относятся гранито-гнейсы (1,9 млрд. лет) и толща кварцитов, амфиболитов, слюдястых и гематитовых сланцев, переходящих в итабриты. С породами этой толщи тесно связаны интрузии базитов и гипербазитов. В северной и восточной частях геоблока обнаружена толща кварцитов, конгломератов и филлитов, а также итаборитов (джеспелитов?) и метабазальтов. В этом еще недостаточно изученном районе выявлены железные руды с радиогенным возрастом 3,28 и 2,0 млрд. лет.

Условно к отложениям чехла относится толща кварцитов, граувакк, конгломератов, графитистых и пелитоморфных сланцев, местами с силлами диабазов. К верхам протерозоя (может быть, к

венду) принадлежит толща, развитая в верхнем течении р. Парагвая, представленная в низах песчаниками, алевролитами, тонкослоистыми граувакками и тиллиодами (1,0 км) и в верхах — известняками, доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами и мергелями. Эти отложения смяты в складки, более пологие в молодой части разреза.

Центрально-Бразильский геоблок отделяется от Восточно-Бразильского межгеоблоковой системой Парагвай—Арагуя протяженностью около 2700 км. В ее строении различаются нижний структурный этаж, сложенный линейно-складчатым терригенным флишем с подчиненными кварцитами и известняками (верхний протерозой — венд) и верхний — представленный молассоидными образованиями с красноцветными континентальными аркозами, вмещающими алмазы (венд — низы палеозоя). В целом это перикратонный прогиб, последовательно переходящий в краевой. Здесь прослеживается краевая складчато-надвиговая структура с протяженными (более 100 км) линейными складками.

Сложный по геологическому строению Восточно-Бразильский геоблок ($2,4 \cdot 10^6$ км²) часто неправильно называется «щитом». Наблюдается сочетание древних кристаллических массивов, относительно небольшого размера складчатых зон («поясов»), крупных впадин (Мараньяно и Сан-Франсиску) и редко грабеннов. Строение геоблока можно представить в следующем виде [42]. На юго-востоке вблизи г. Белу-Оризонт в пределах «железородного четырехугольника» в одном из гнейсовых куполов обнаружены гранито-гнейсы (2,5 млрд. лет). Условно к нижнему протерозою относятся слюдястые и биотитовые сланцы, филлиты, железистые кварциты, а также ультрабазиты. Стратиграфически выше залегает средне- или верхнепротерозойская серия, состоящая из: 1) базальных конгломератов, перекрытых косослоистыми кварцитами, графитовыми и гематитовыми филлитами (1000 м), 2) полосчатых железистых кварцитов (итабиритов) и доломитов (400—2000 м), 3) железистых кварцитов, филлитов, внутрiformационных конгломератов, доломитов, граувакк и хлоритовых сланцев (до 4000 м). Эта серия прорывается гранитами (1,3 млрд. лет). К завершающему этапу становления этих геосинклинальных отложений относится толща (до 2000 м) конгломератов, несортированных тиллиоподобных граувакк, кварцитов и глинисто-серпичитовых сланцев, перекрытых кислыми вулканитами. Некоторые геологи эти образования относят к среднему протерозою (древнее 1,65 млрд. лет), другие — к позднему докембрию.

Особой сложностью отличается приатлантическая складчатая система эвгеосинклинального типа. Здесь установлены несколько древних докембрийских ядер, а также ряд разломов, создающих блоковую структуру. В этой системе, охватывающей восточную часть геоблока, известны чарнокиты и интрузии метаморфизованных габбро, перидотитов и пироксенитов, превращенных в различные зеленокаменные образования. Установлены и массивы щелочных пироксенитов и щелочных габбро.

Для геоблока (PR₃—MZ) характерна активная магматическая деятельность, свидетельствующая о высокой длительной подвижности региона. Это, во-первых, протерозойские базиты и гипербазиты, окаймляющие впадину Сан-Франсиску. К ним тяготеют месторождения хромита, платины, никеля, кобальта и меди. Во-вторых, разновозрастные гранитоиды; с некоторыми из них связаны редкометалльные пегматиты. И наконец, мезозойские щелочные породы, включающие знаменитые апатитоносные якупирангиты и карбонатиты. Из негативного типа структур следует упомянуть о «грабен-прогибах», завершающих байкальский орогенез, а также о крупных впадинах (Мараньон, Сан-Франсиску), развивавшихся из этих структур. Осадочное выполнение впадины Мараньон охватывает часть среднего — верхнего палеозоя и мезозоя и включает морские, континентальные и эвапоритовые осадки. Период активного погружения впадины Сан-Франсиску имел место в конце протерозоя и в мезозое.

Итак, Восточно-Бразильский геоблок отличается своей раздробленностью, проявлением разнообразного и продолжительного магматизма и значительным минерагеническим потенциалом.

Бассейн р. Параны занимает геоблок ($1,2 \cdot 10^6$ км²), с четкими границами. На западе и отчасти на севере и востоке он отделяется от соседних геоблоков узкими впадинами, заполненными континентальными осадками среднего — верхнего карбона и нижней перми. На юге, возможно, существовал разлом, отделяющий геоблок Параны от докембрийского выступа. Геоблок разделен сводовым поднятием Асунсьон-Рио Негро на две части. В северной части докембрийский фундамент погружен на 4—5 км. В этом катастабильном геоблоке опускание охватило средний и верхний палеозой и значительную часть мезозоя. Перерыв в осадконакоплении падает на поздний девон — ранний карбон. Континентальная красноцветная толща и траппы известны в триасе, юре и мелу. Наибольшее количество покровов, траппов и максимальная их мощность приходится на нижний мел. Вулканиты — преимущественно плотные афировые толентовые базальты. Наряду с покровами (насчитывается до 32 покровов) базальты и диабазы образуют sill мощностью 70—120 м. Дайки долеритов, диабазов и лампрофиров протяженностью до десятков километров тяготеют к периферии покровов.

К югу от Центрально-Бразильского геоблока, отделяясь от него прогибом (авлакогеном?) Чикитос, находится геоблок Чако ($2,4 \cdot 10^6$ км²), охватывающий обширную равнину. На северо-востоке он граничит с геоблоком Параны и на западе с Предандийским краевым прогибом. На юге прослеживается система впадин северо-северо-восточного направления, пограничных с Патагонским геоблоком. Лишь на востоке на поверхность выходят древние протерозойские образования. Так, основание Южно-Бразильско-Уругвайского выступа сложено орто- и парагнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, а также гранитами (2,0—1,7 млрд. лет). В южном горном обрамлении г. Буэнос-Айреса

лейкократовые гнейсы (2,2—1,8 млрд. лет), гранито-гнейсы и слюдяные кварциты прорываются гранитоидами. Подчиненное значение имеют габброиды и ультрабазиты. Верхний протерозой представлен железистыми, тальковыми и хлоритовыми сланцами, мраморами и метавулканитами.

Краевой выступ верхнедокембрийских и палеозойских пород на западе геоблока составляет самостоятельный мегаблок Сьерра-Пампа. В нескольких крупных островных возвышенностях выходят сложноскладчатые верхнепротерозойские и нижнепалеозойские гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и реже мраморы, несогласно перекрытые кварцитовыми песчаниками и известковистыми алевролитами кембрия. Эти образования прорваны додевонскими гранитоидами. В чехле массива известны существенно континентальные средне-позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Массив Сьерра-Пампа разбит позднепалеозойскими, а затем кайнозойскими движениями на несколько меридионально вытянутых глыб с прогибами (Салинас, Салинас-Грандес и др.) между ними.

Подавляющая часть геоблока Чако занята горизонтально залегающим или весьма слабо деформированным чехлом мощностью 3000—5000 м. Предполагается наличие в его средней части горстообразного меридионального поднятия, скрытого под осадками, относительно небольшой мощности (до 1000 м). В окраинных частях геоблока несогласно на докембрии залегают слабоскладчатые, принадлежащие к нижней части чехла ордовикские алевролиты, кварциты и доломиты (80 м). Они с разрывом перекрыты пестроокрашенными песчаниками и сланцеватыми глинами нижнего девона (100 м). Карбон и пермь представлены континентальными, прибрежно-морскими терригенными толщами (2500—3000 м) с остатками глоссоптриевой флоры. Молассовые красноцветные песчаники и глины установлены бурением в районах геоблока под кайнозойскими континентальными отложениями.

Самый южный Патагонский геоблок ($2,6 \cdot 10^6$ км²) представляет собой треугольник, вытянутый в меридиональном направлении. Он резко расширяется на юге до 1000 км, где в его состав входят Фолклендские (Мальвинские) острова. Важной особенностью геоблока является перемежаемость массивов — Альгоробо, Северо-Патагонского, Десеадо и прогибов Неукен, Чубут — Сан-Хорхе и др. Наиболее обнажен Северо-Патагонский массив, где обнаружены кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мигматиты и на ряде участков филлиты и мраморы ($PR_3?$). На востоке массива преобладают нижнепалеозойские аспидные сланцы, филлиты, метаграувакки и кварциты. Выше залегает железорудная толща (1200 м) силура — нижнего девона. В западной части Северо-Патагонского массива выделяются граниты, гранодиориты и диориты, местами прорывающие карбон и перекрытые триасом. Вероятно, к фундаменту следует отнести ордовикские — нижнедевонские отложения зал. Сан-Матисес, залегающие с угловым несогласием на протерозое. Разрез в низах представлен хло-

рит-мусковитовыми и глинистыми сланцами, филлитами, метагравитками и в верхах — конгломератами, кварцитами, песчаниками и аргиллитами (1200—1600 м).

В упомянутых выше прогибах фундамент погружен до 4000—5000 м (Чубут — Сан-Хорхе). На большей части геоблока платформенный чехол имеет небольшую мощность. Иногда к нему относят морские отложения силура — нижнего девона, смятые в брахиформные складки, среднего девона — нижнего триаса и континентальные, реже морские отложения и вулканиты верхнего триаса — плейстоцена.

С запада Патагонский геоблок обрамлен геосинклинальной системой, отдельные участки которой прослеживаются по побережью Тихого океана к югу от Вальпараисо и на архипелаге юго-западного побережья Чили. Здесь известны метаморфические образования и крупные массивы палеозойских гранитоидов (450 ± 45 ; 373 ± 40 млн. лет), другие гранитоиды более молодые (265 ± 30 ; 219 ± 10 млн. лет). Выходящие в этом районе флишеидные толщи девона (3000 м) и песчано-сланцевые — карбона и перми (с линзами известняков) сильно дислоцированы.

АФРИКАНСКИЙ КОНТИНЕНТ

В огромной грушевидной, сужающейся к югу Африканской континентальной глыбе (29,2 млн. км²) преобладают геоблоки «высокого стояния» (анастабильные). Депрессионные (катастабильные) структуры и межгеоблоковые и окраинно-геоблоковые складчатые системы занимают относительно небольшие площади. Издавна многие исследователи расчленили Африку на крупные блоки (фельдеры — по Г. Клоосу, скутумы — по Э. Краусу, массивы и синеклизы — по В. Е. Хаину, щиты, блоки и плиты — по Ю. З. Елизарьеву, кратоны, блоки, синеклизы — по Е. А. Долгинову и др.). Резкая асимметрия континента сказывается в высокой тектонической подвижности его восточной окраины, где длительно развивалась в протерозое и рифее сложная Мозамбикская зона с четко выраженными эпохами тектоно-магматической активизации (630—600; 550—450 млн. лет). В позднем мезозое и, особенно, в кайнозое появились Восточно-Африканские рифтовые структуры. Последние образуют пояс общего меридионального направления, наследующий древние разломы; к последним приурочены сейсмичность и проявление молодого вулканизма на континенте.

Е. А. Долгинов и А. В. Дульнев на основании положительных отклонений геоида от сфероида ($+20$ — $+30$ м) выделяют значительные по площади окраинные части Африки, тогда как ее центральная часть характеризуется нулевым или небольшим (до $+10$ — $+20$) превышением. Различаются три области: южная (-80×10^{-5} — $-120 \cdot 10^{-5}$ м/с²), западная ($-30 \cdot 10^{-5}$ — $-40 \cdot 10^{-5}$ м/с²) и центральная ($-50 \cdot 10^{-5}$ — $-70 \cdot 10^{-5}$ м/с²) (рис. 8). Намечается обособление областей: 1) примыкающей с запада к Красному морю, 2) Африканского Рога, 3) Восточно-Африканских рифтов.

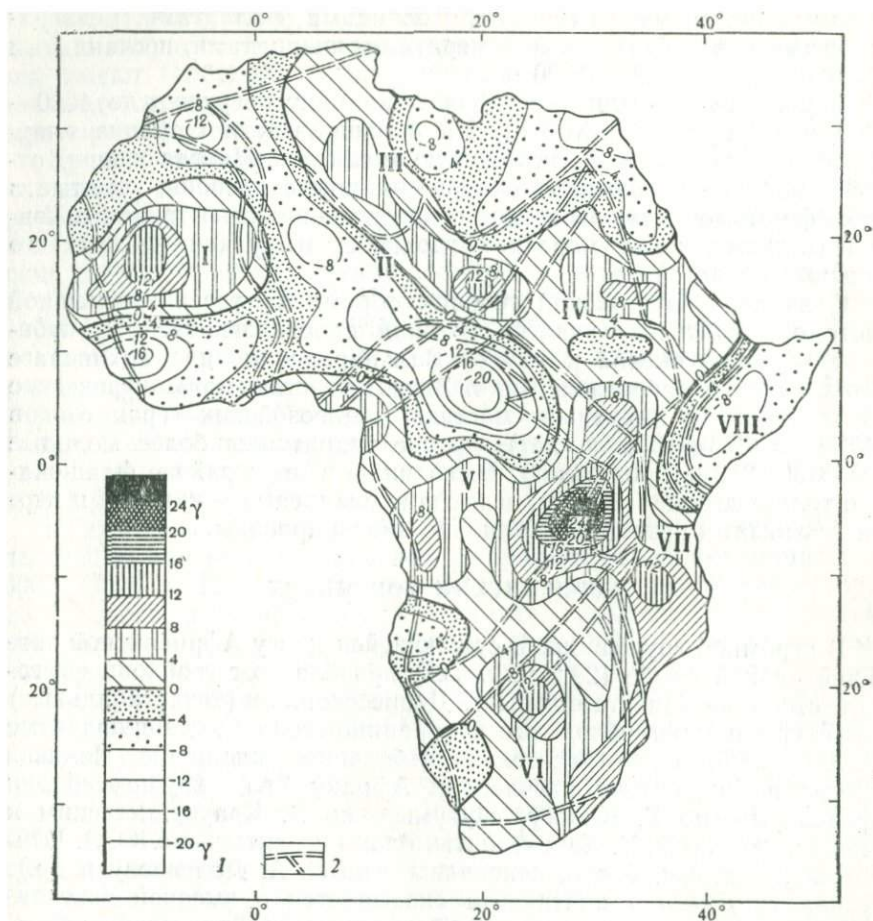


Рис. 8. Схематическая карта средних значений магнитных аномалий Африки. По Р. Регану, Дж. Кайну и У. Девису (1975 г.), с изменениями

1 — значения магнитных аномалий (8—20 даны без штриховки); 2 — границы геоблоков. Геоблоки: I — Западно-Африканский, II — Чад, III — Сахарский, IV — Нильский, V — Конго, VI — Южно-Африканский, VII — Мозамбикско-Мадагаскарский (западная часть), VIII — Вади-Шебели

Многие геологи (Ю. А. Шубер, Н. А. Божко, Е. А. Долгинов, В. Е. Хаин, Ю. З. Елизарьев, В. Е. Забродин, Б. М. Чиков, Л. И. Салоп, А. Кренер, А. Энгель и др.) считают целесообразным обособление девяти геоблоков. Из них к высокоподнятым анастабильным кратонным геоблокам относятся Западно-Африканский, Южно-Африканский и плохо обнаженный Нильский. Наибольшей, неоднократно проявленной гранитизацией выделяются геоблоки Конго и, в особенности, Мозамбикско-Мадагаскарский. Своеобразен геоблок Чад с древними, омоложенными в позднем протерозое выступами, частично перекрытыми мощным осадочным чехлом (впадина оз. Чад). К катастабильным геоблокам относит-

ся Сахарский геоблок на севере материка, Аравийский на востоке и, возможно, еще слабо изученный геоблок Вади-Шебели. Из межгеоблоковых систем наиболее ярко выражены Дагомейско-Фарузианская (Буэм-Атакорско-Угарская) и Дамара-Катангская, менее изучена Камеруно-Суданская и некоторые другие.

К атлантической окраине континента приурочен длительно полициклически развивавшийся в докембрии линейный Конголезско-Намибийско-Капский пояс. С ним на западе Центральной Африки сопряжена Западно-Конголезская система. Сложная граничная система мавританид известна на западе Западно-Африканского геоблока. Последние две системы можно назвать «окраинно-геоблоковыми». Однако они одновременно являются и межгеоблоковыми, учитывая их положение по отношению к океанским (Восточной Атлантики) и материковым геоблокам.

Западно-Африканский геоблок ($2,5 \cdot 10^6$ км²) обрамлен с запада Мавританским, а с востока Дагомейско-Фарузианским (Хоггарским) древними складчатыми поясами, а с севера — молодым альпийским складчатым сооружением [57]. В нем различаются два высоко поднятых мегаблока Регибат и Либерийский (Леоно-Либерийский) и расположенная между ними синеклиза Тауденни, выполненная преимущественно недислоцированными средне- и верхнедокембрийскими отложениями. В основании мегаблоков, сложенных кристаллическими породами, преобладают различные гнейсы (гиперстеновые, двупироксеновые и др.), а также амфиболиты, включающие пачки полосчатых железистых кварцитов. Древний возраст фундамента мегаблоков подтверждается радиогенными данными (3,020 до 2,890 млрд. лет). Более молодые раннепротерозойские образования представлены пестрой серией осадочных и вулканогенных пород, среди которых развиты граувакки, различные эффузивы, в том числе и кислые, кварциты, аркозы и конгломераты.

Значительная по протяженности Мавританская граничная зона, обрамляющая Западно-Африканский геоблок с запада, прослеживается от Марокко до атлантического побережья Сьерра-Леоне на расстоянии 3000 км. Здесь выявляется сложная полигенетическая система перикратонных и геосинклинальных прогибов. Как и многие другие окраинно- и межгеоблоковые зоны, она претерпела длительное развитие. Согласно Е. А. Долгинову, в раннем архее намечается взламывание древнейшего протоконтинентального комплекса и перемещение по надвигам в сторону геоблока его гранулит-базитового субстрата. В дальнейшем (в раннем и позднем протерозое и венде) в этой же зоне происходило заложение узких и глубоких прогибов, заполнявшихся продуктами базитового и гипербазитового вулканизма. В завершающую стадию (в венде) эта система приобрела черты перикратонного прогиба, преобразованного в карбоне в краевую складчатую систему. Ю. А. Шубером выделяется ряд этапов ее развития:

1) формирование прогиба офиолитового типа (2,0—1,9 млрд. лет) вдоль глубинного разлома офиолитового типа;

2) интенсивное проявление кислого вулканизма и образование сланцево-кварцитовых толщ (1,3—0,9 млрд. лет);

3) возникновение Фалемского прогиба миогеосинклинального (скорее, перикратонного) типа со спокойной складчатостью (катангская фаза — 650—620 млн. лет и фалемская фаза — 600—580 млн. лет).

Далее к западу пограничная зона рассматриваемого геоблока охватывает ряд периокеанских опусканий. Наиболее крупное из них Сенегальское длиной около 1000 км сложено меловыми кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями большой (первые километры) мощности. Фундамент (по геофизическим данным) неровный и местами (у г. Дакара и севернее) испытывает подъем. На этом участке известны щелочно-базальтовые кайнозойские (и меловые — олигоценовые) вулканы. В бассейне Конакри на мысе Варга встречены мезозойские траппы, на островах Лос — кольцевая интрузия нефелиновых сиенитов (178 млн. лет). В целом эта зона выделяется под названием «Сенегальско-Мавританского прогиба» с общей мощностью осадочного выполнения до 10—16 км. Характеризуется она положительным гравитационным полем. Под мезозойскими толщами залегает фундамент (7,1 км/с), соответствующий по плотностным свойствам «базальтовому» слою коры.

Весьма протяженная межгеоблоковая зона, разграничивающая Западно-Африканский геоблок и геоблоки Сахарский и Чад, длиной около 3000 км состоит из южного — Дагомейского, среднего — Фарузианского и северного — Угартского участков. Она также известна под названием «Нигеро-Атакарского» и Буэм-Атакарско-Угартского пояса. Согласно Ю. З. Елизарьеву и другим исследователям, в ее основании залегает среднепротерозойская толща (1,86 млрд. лет) кварцитов с подчиненными сланцами и итаберитами, прослоями известняков, амфиболитов и конгломератов. Выше находится толща хлоритовых и серицитовых сланцев, несогласно перекрытая терригенно-карбонатными отложениями авлакогенового типа (PR₃). Венчают разрез вулканы: базальты (620 млн. лет), андезиты, трахиты, иногда риолиты с прослоями туфов и яшм.

По мнению А. Кренера [57], Дагомейский пояс (длина 800 км) состоит из типичных эвгеосинклинальных образований, включающих граувакки, кремни и яшмы, спилиты, а также ультрабазиты. Более детально им изучен Фарузианский пояс Западного Хоггарта. В первой стадии его формирования (1,1 млрд. лет) образовалась толща кварцитов, строматолитовых известняков и доломитов (4 км), характерная для перикратонного прогиба. Позднее (800 млн. лет) в эту толщу внедрили тела базитов и ультрабазитов и большое количество даек, силлов, лентовидных тел и лополитов. По составу они принадлежат диабазам, габбро, гарцбургитам и кварцевым диоритам. В рассматриваемой межгеоблоковой зоне широко проявлена сложная, часто изоклиальная складчатость с общей вергентностью к западу. Самый северный отрезок межгеоблоковой зоны — авлакоген Угарта с полого дислоцирован-

ными кислыми верхнедокембрийскими вулканитами (в нижней части) и пестрыми ритмично расслоенными песчаниками и вулканитами (в верхней части). Общая мощность богатых фауной терригенно-карбонатных отложений (от кембрия до карбона) превышает 10 км. Герцинскими движениями отложения были смяты в серию сундучных брахиантиклиналей и брахисинклиналей, что свидетельствует об ее длительном развитии.

На северной периферии Западно-Африканского геоблока расположен прикратонный прогиб Тиндуф—Регган (1000 км × 200 км). В осевой части этого прогиба (на западе) докембрийский фундамент находится на глубине, превышающей 10 км. Погружение окраины геоблока началось в кембрии и продолжалось до карбона. В среднем и позднем карбоне имело место накопление молассоидных континентальных осадков.

Расположенный восточнее геоблок Чад ($3,2 \cdot 10^6$ км²) состоит из нескольких выступов докембрийского фундамента, расположенных среди фанерозойского чехла. Для этих выступов характерна позднедокембрийская существенно термальная переработка. Здесь выделяются Ниггеро-Ахаггарский и Центрально-Африканский блоки, фундамент которых сложен отложениями нижнего докембрия. В первом из этих блоков на плато Дагомей и Джос комплекс основания представлен различными гнейсами, в том числе и гиперстеновыми, гранулитами и кварцитами. По радиогенным данным самые древние толщи имеют возраст 3,75 млрд. лет, более молодые — 2,3—2,2 млрд. лет. На севере блока в Центральном Ахаггаре находится мощная (около 15 км) серия биотитовых и амфиболитовых гнейсов. Выше согласно залегают слюдяные сланцы, кварцы и лептиниты. Породы интенсивно дислоцированы и мигматизированы. Имеют место позднедокембрийские омоложения (1,3—1,1; 0,6; 0,54—0,48 млрд. лет). В плато Джос по разломам меридионального направления внедрены субвулканические кольцевые интрузии щелочных гранитов, с которыми связаны месторождения олова, вольфрама и ниобия. Возраст этих интрузий по одним данным позднекарбонный (около 300 млн. лет), по другим — среднеюрский.

В цоколе Центрально-Африканского блока, расположенного к востоку от Ниггеро-Ахаггарского, находятся разные по составу гнейсы, гранулиты, слюдяные сланцы и амфиболиты. Меньше развиты кварциты и мраморы. В нижней гранулитовой толще (3,6 млрд. лет) встречены дербиты и чарнокиты. Возраст гиперстеновых гранитов (660 млн. лет) и пегматитов (по биотиту 490 млн. лет) указывает на влияние панафриканского омоложения.

В рассматриваемом геоблоке различается впадина Чад (1000 км в диаметре), окруженная со всех сторон платообразной возвышенностью. Этот самостоятельный мегаблок обособился, вероятно, в позднем мелу и был четко выраженным внутриматериковым бассейном в кайнозое. Глубина залегания фундамента во впадине достигает 2000—2500 м. На юге обнаружен грабен Доба глубиной свыше 3000 м, выполненный мезозойскими отложениями.

Камеруно-Суданская межгеоблоковая система протягивается на 3200 км, отделяя на севере геоблок Чад от расположенных южнее ее геоблоков Конго и Нильского. В ней следует различать юго-западное Камерунское звено и северо-восточное — Суданское. Часть Камерунского участка системы трасируется и грабеном (авлакогеном) Бенуэ. Комплекс основания (верхний архей?) Камеруна состоит из различных гнейсов (в том числе ультрабазитового состава), кристаллических сланцев, гранулитов, а также кварцитов и мраморов. В низах протерозоя выделяются метаморфизованный флиш Камеруна и выше толща серицитовых кварцитов и хлорит-серицитовых филлитов с прослоями кварцево-известняковых сланцев. Иногда присутствуют метаморфизованные риолиты, трахиты и долериты. В центральной части системы отложения смяты в крутые, часто изоклинальные складки северо-восточного простирания; на севере складки более пологие. Эти толщи прорваны массивами габброидов и монцититовых гранитов. Разрез венчает верхнепротерозойская толща лаводислоцированных терригенных и вулканогенных пород, в основании которой обнаружены мощные пачки пуддингов, разделенных тонкими покровами долеритовых базальтов.

Суданское звено системы изучено мало. На правом берегу Голубого Нила в низах разреза так называемых «базальных сланцев» наблюдаются кварц-хлоритовые сланцы и филлиты с пачками мраморов и амфиболовых сланцев и metabазитов. Выше залегают кварциты, черные графитсодержащие филлиты с редкими прослоями известняков и еще выше хлоритовые, эпидот-амфиболовые и другие сланцы. Эти толщи мощностью несколько тысяч метров смяты в складки северо-восточного простирания и прорваны интрузиями основного и кислого состава.

Итак, Камерунско-Суданская межгеоблоковая система тяготеет к протерозойскому структурному шву и составляет геосинклинальный складчатый пояс, существенно развивавшийся в раннем — среднем протерозое. В панафриканскую эпоху активизации в нем были широко проявлены магматические процессы.

Прогиб (авлакоген) Бенуэ выполнен континентальными и морскими (в верхах) отложениями мела и континентальными — палеогена. Меловые отложения смяты в пологие складки. Известны небольшие тела габбро и долеритов. Эоценовые интрузии и вулканы протягиваются вдоль южной границы прогиба, относимого одними исследователями к грабену, другими — к авлакогену.

Геоблок Конго ($3,0 \cdot 10^6$ км²) имеет форму неправильной трапеции, сужающейся к югу. В его центральной части расположен крупный выступ весьма древних пород — щит Касаи. В пегматитах, согласно залегающих среди гнейсов, установлен (по микроклину, Rb-Sr метод) возраст 3,3—2,7 млрд. лет. Известны и выходы амфиболитов, слюдяных сланцев и кварцитов с горизонтами итабиритов. Здесь по Rb-Sr методу (мусковит, биотит, микроклин из гранит-мигматитов, чарнокитов и пегматитов) установлен возраст: 2,7—2,5; 2,5—2,4; 2,3—1,9 млрд. лет. Центральная часть.

геоблока покрыта фанерозойскими образованиями. Породы верхнего кембрия интенсивно смяты в складки. Преобладает меридиональное направление осей складок. На севере щита Касаи наблюдается субширотная полоса мусковитовых кварцитов, мусковитовых, серицитовых и тремолитовых сланцев и итабиритов. Предполагается, что эти образования несогласно залегают на древнейших породах щита. Возраст мусковита из кварцитов и сланцев определен в 2,1 млрд. лет.

По геологическим данным и многочисленным радиогенным определениям в пределах геоблока широко распространены гранитные интрузии и поля мигматитов. Их формирование происходило в интервале от 2,25 до 1,83 млрд. лет. Это граниты Сера-Ганд (2,25), граниты Какэт (2,033), мигматиты Элева-Кума (1,904), граниты Жамба (1,85), граниты Матала (1,835) и мигматиты Макота (1,830). В целом рассматриваемый геоблок представляет собой огромную гранит-мигматитовую провинцию.

С запада геоблока прослеживается окраинно-геоблоковая система (по Е. А. Долгинову — Конголезский сегмент Конголезско-Намибийско-Капского окраинно-континентального пояса) — длительно развивающийся структурный шов, основанием которого служит гранито-мигматитово-гнейсовый комплекс. Субмеридиональные структурные направления ограничения геоблока прослеживаются с конца раннего архея или начала протерозоя. В самой древней из развитых здесь толщ парасланцев и кварцитов известны пегматиты с радиогенным возрастом 3,095 млрд. лет. На западе в верхней части этих толщ залегают метадолериты. Более молодые образования протерозоя представлены суперкрупными породами (внизу) и мощным вулканоплутоническим комплексом (метавулканы кислого и редко основного состава). Эти толщи метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации.

Далее на восток выделяется Западно-Конголезская окраинно-блоковая система, описанная в 1981 г. Л. Шермерхорном. Она сложена мощными (до 14 км) существенно осадочными толщами, вытянутыми в общем северо-северо-западном направлении параллельно Атлантическому побережью. Общая длина системы составляет 1400 км, ширина — 150—220 км. Преобладают в нижней части складчатого комплекса граувакковые и реже аркозовые песчаники с прослоями кварцитов, известняков и (в низах) кислых и основных вулканитов; в средней части увеличивается количество карбонатных пород (известняки, доломиты, известняковые сланцы); в верхней — преобладают флишoidные толщи и появляются конгломераты и косослоистые песчаники. Возраст толщ позднепротерозойский (от 1 до 0,620 млрд. лет). Ряд исследователей предполагает наличие (особенно в средней части комплекса) тиллоидов. Интрузии тяготеют к западному ограничению системы. Среди них широко развиты граниты. Подчиненное значение имеют гранодиориты, тоналиты, диориты, габбро и нориты.

Складчатые дислокации более сложные на западе системы. На-

блюдается общий наклон осей складок на восток. Наиболее крупные надвиги прослеживаются на расстоянии до 150 км.

Мало изучена пограничная зона между геоблоками Конго и Мозамбикско-Мадагаскарским — полоса разрозненных выходов зеленокаменных пород серии кибали. В ее базальных частях обнаружены рассланцованные и карбонатизированные лавы разнообразных вулканитов, базальтов, андезитов, дацитов и трахитов. Местами встречаются конгломераты. Выше следуют обогащенные анкеритом серицитовые, хлоритовые и другие сланцы, а также кварциты в ассоциации с кремнистыми сланцами и итабиритами. Породы серии прорваны различными гранитами и пегматитами (2,1; 1,9 млрд. лет по Rb-Sr; галениты из золотоносных жил 2,0; 1,8 млрд. лет). Мощность серии несколько километров. Для нее характерна золоторудная минерализация.

Межгеоблоковая Дамаро-Катангская система длительно эволюционировала в течение всего среднего и позднего протерозоя. Она начала формироваться на юго-западном отрезке в эпоху древнее 1,3 млрд. лет в зоне, сложенной мощным комплексом андезито-базальтовых и кислых лав и туфов, прорванным гранитоидами. Позднее продолжалось накопление вулканогенно-осадочных толщ, завершившееся образованием континентальных красноцветов и покровов риолитов на северо-востоке, где находится складчатая полоса ирумид, сложенная кварцито-сланцевой толщей. Позднепротерозойский прогиб выполнен терригенно-карбонатной серией, тиллоидами и реже вулканитами основного состава. В Медном поясе Замбии катангиды (моложе 1,2 млрд. лет) представлены кварцитами, доломитами, аргиллитами, тиллитами и конгломератами (внизу) и глинистыми сланцами, кварцитами, гравелитами и красноцветными песчаниками (вверху). В дамарской зоне вначале имело место терригенное осадконакопление. Затем здесь обособился эвгеосинклинальный трог, заполненный ритмично наслоенными толщами флишевого типа и основными вулканитами. В венде в Дамаро-Катангской системе происходило образование межгорных и предгорных прогибов, в которых сосредоточены мощные (несколько тысяч метров) терригенные, часто грубообломочные толщи и красноцветы.

Южно-Африканский геоблок ($2,0 \cdot 10^6$ км²) выделяется под различными названиями — кратон Калахари, Каапваальский кратон, Трансваальский кратон (массив), Бушменский щит. На севере его находится Дамар-Катангская межгеоблоковая система. В пределах геоблока различаются два мегаблока — Каапваальский на юге и Родезийский — на севере, разделенные сравнительно узкой складчатой зоной Лимпопо. Восточной границей геоблока служит меридиональная зона разломов Маника.

Фундамент Каапваальского блока сформирован в нижней части (8 км) лавами кислого и основного состава, различными сланцами с пластами джеспилитов, а также известняками, доломитами и конгломератами. Эти породы смяты в изоклинальные складки и прорваны интрузиями габбро и ультрабазитов. Почти повсю-

ду вулканогенно-осадочный цоколь (3,4—3,0 млрд. лет) превращен в гранит-мигматиты и чарнокиты. В пределах мегаблока известно несколько возрастных групп гранитоидов (3,4—2,7; 3,1; 2,4 млрд. лет). В конце раннего архея произошла общая консолидация мегаблока. В. Е. Хаиным [42] в истории геоблока различается несколько этапов: 1) начало протерозоя: опускание северной части с накоплением грубообломочных толщ (в низах) и вулканитов (риолиты, реже андезиты), внедрение габбро и гранитов; 2) средний протерозой (низ): накопление толщ «системы Витватерсранд» — ритмичное чередование золотоносных конгломератов, гравелитовых, кварцитовых и глинистых сланцев, перекрытых вулканитами (2,6—2,2 млрд. лет); 3) средний протерозой — накопление конгломератов, песчаников, карбонатных сланцев, косослоистых кварцитов и песчаников, иногда андезитов и доломитов.

Последняя серия прорвана разнообразными эндогенными образованиями, включающими карбонатиты, а также бушвельдским разрозненным интрузивным комплексом, вытянутым на 500 км в широтном направлении. Вероятный его возраст 1,9 млрд. лет (по монатиты — 2,2; 1,7; 1,6; 1,2; 0,9; по слюдам — 1,8; 1,7; по циркону — 0,8; 0,7, 0,6 млрд. лет). Трансгрессивно на породах бушвельдского комплекса залегают континентальные молассоидные толщи (1,9—1,8 млрд. лет).

Сходный по геологическому строению Родезийский (Зимбабве) мегаблок содержит в фундаменте кварциты, джеспилиты и лавы, а также тела гранитизированных гипербазитов. Несогласно на нем залегают конгломераты с валунами гранитов (3,0 млрд. лет), зеленокаменные основные лавы, аркозы и граувакки; еще выше — молассоиды, прорванные гранитами (2,6 млрд. лет). Характерны гранито-гнейсовые купола и сложная линейная складчатость. Родезийский мегаблок рассечен многофазной Большой Дайкой (2,5 млрд. лет) длиной 500 км и шириной 5—6 км, сложенной серпентинизированными пироксенитами с хромитом, никелем и платиной. Зона Лимпопо, разделяющая Родезийский и Каапвальский мегаблоки, состоит в осевой полосе из складчатых гнейсов (метаосадочные и метавулканические толщи) и симметрично расположенных краевых зон, представленных гранито-гнейсами, мигматитами и гранитами (3,5 млрд. лет). Возраст тектонических движений, создавших зону Лимпопо, — 2,6 млрд. лет.

Границы Нильского геоблока еще нельзя считать твердо установленными. На востоке его находится магматическая система Хяз. На юге прослеживается цепь молодых вулканитов. Северная и отчасти западная границы проводятся по еще недостаточно доказанной Камеруно-Суданской складчатой системе. На месте Нильского геоблока нередко показывается сплошное поле переработанных (включая высокие степени метаморфизма) пород в панафриканскую эпоху активизации. Однако данные по немногочисленным естественным выходам пород на поверхность и буровым скважинам, достигшим фундамента, показывают сложное строение геоблока. Основание его представлено гранулитами,

эндербитами и чарнокитами (по Rb-Sr методу — гранулиты 3,6 млрд. лет), а также гнейсами, амфиболитами, кварцитами и другими породами. Нередко эти древние кристаллические толщи насыщены гранит-мигматитами.

Радиогенный возраст кристаллических пород по отдельным минералам (существенно по биотиту) неизменно показывает поздний докембрий (660—540 млн. лет). В еще слабо изученных равнинных областях геоблока преобладают слабокоробленные средне-немезозойские «нубийские песчаники». Здесь различаются вытянутые в северо-западном направлении оси антиклинальных и синклинальных складок.

Межгеоблоковая система Хияз примыкает с востока и запада к рифтовой впадине Красного моря. По геологоструктурным особенностям она существенным образом отличается от описанных выше кристаллических щитов Африканского континента. По данным А. Кренера, Г. М. Саллума и других геологов, она представлена известково-щелочными вулканитами, близкими по составу гранитоидным плутонам позднепротерозойского (1100—500 млн. лет) возраста. Это своеобразная зона мощного накопления вулканогенно-осадочных толщ, сопоставимая с древними вулканогенными поясами*.

К западу от Красноморского рифта в комплексе основания системы Хияз выступают небольшие архейские гранито-гнейсовые купола и среднепротерозойские (1,9—1,8 млн. лет) гнейсы (лептиниты), несогласно перекрытые пестрой по составу толщей вулканитов (андезиты, базальты, риолиты и их туфы) и граувакков (до 5 км), вмещающих тела серпентинизированных гипербазитов. Прорывающие эти толщи граниты имеют радиогенный возраст 1,0—0,9 млрд. лет. Следующая, также вулканическая толща (0,75 млрд. лет) сложена в нижней части фельзитами и андезитами с прослойками туфопесчаников и амфиболитов и (во впадинах) песчаниками и кварцитами. Гранитоиды известково-щелочного состава имеют близкий возраст. Выше следует толща кислых эффузивов и грубообломочных отложений, условно относимых к верхнему рифею — венду. Верхнепротерозойские образования смяты в довольно сложные, часто линейные складки. В вопросе о принадлежности системы Хияз к определенной структуре имеются значительные расхождения. Одни геологи относят ее к Аравийской геосинклинали, другие — к древней островной дуге или окраинно-континентальной зоне и третьи — к специфическому магматическому «межплитовому» поясу. Последняя точка зрения представляется наиболее обоснованной.

В Мозамбикско-Мадагаскарский геоблок (1,4 × 10⁶ км²) автор включает и о-в Мадагаскар, составляющий отдельный мегаблок. Главная, наиболее ярко выраженная северная часть Мозамбикского пояса, согласно Е. А. Долгинову, испытала

* Использувавшиеся ранее названия: Аравийско-Нубийский щит, Нубийский массив — неправомерны. — *Прим. автора.*

длительное развитие (ранний архей — начало палеозоя). Она является примером унаследованного формирования межгеоблоковой системы с резко выраженной осевой зоной геосинклинального типа и специфичной тектоно-магматической активизацией.

В ранних (вторая половина раннего архея) линейных Мозамбикских трогах, заложенных на раздробленном древнейшем гранулито-базитовом фундаменте, накапливались базальтоиды толеитового типа. Позднее (AR₂) в периферических прогибах отлагались терригенные и терригенно-карбонатные осадки. В осевой зоне пояса отмечены излияние толеитовых базальтов и внедрение ультрабазитов. Нижнеархейские гранулиты центральной части пояса были выдвинуты по глубинному надвигу и смяты в сложные изоклинальные складки. В раннем протерозое вдоль этого надвига протянулась цепь вулканических базальтоидных прогибов. Здесь же известны и ультрабазиты. Вулканическая активность продолжалась и в позднем протерозое, когда в узких трогах, пересекающих архейско-нижнепротерозойские амфиболо-гнейсовые комплексы, происходило накопление покровов базальтов, андезитов-базальтов и риолитов. Тектонические движения раннего протерозоя сопровождались проявлением гранитоидного магматизма (827—766 млн. лет). В самом конце протерозоя — раннем палеозое (650—450 млн. лет) проявились процессы высокотемпературной проработки ранее сформированных комплексов, сопровождавшиеся неоднократным массовым пегматитообразованием, внедрением интрузий габбро-анортозитовой формации, и щелочной метасоматоз.

Значительная часть о-ва Мадагаскар сложена гранулитами, кристаллическими сланцами и мраморами нижнего (3 млрд. лет) и верхнего (2,7 млрд. лет) архея, а также докембрийскими чарнокитами, мигматитами и гранитоидами. Установлены протерозойская (1,7 млрд. лет) и раннепалеозойская эпохи регенерации и внедрения гранитов (0,55 млрд. лет). На западе острова известен осадочный чехол (C₃—K) с паралической и мелководной морской толщей. Восточная граница геоблока следует вдоль разлома (длина 1100 км), образующего уступ со стороны Индийского океана.

Крайний северо-западный угол континента — Африканский Рог занимает геоблок Вади-Шебели (1,0·10⁶ км²). С севера и запада его обрамляет дугообразное поднятие с выходом на поверхность кристаллических докембрийских образований. Последние в пределах геоблока перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом умеренной мощности. В составе этих отложений преобладают в триасе и нижней юре загипсованные и засоленные песчаники и глинистые сланцы, в средней юре и верхнем мелу — известняки (1000 м) и в эоцене и олигоцене — глины и алевролиты и в миоцене — пески и известняки.

Особое положение на континенте занимает Сахарский геоблок (1,9·10⁶ км²), выделенный в качестве самостоятельной кастабильной структуры. Под названием «Сахарская плита» этот блок подробно описан В. Е. Хаиным [42]. На севере границей геоблока служит складчатая система Атласа и континентальный

склон средиземноморского шельфа, на юге — флексурный перегиб выходящих вдоль на поверхность или скрытых под осадочным чехлом выступов докембрия и на западе — меридиональный разлом Нижнего Нила. Отчетливо видно деление этого геоблока на две части — западную и восточную, границей между ними служит цепь поднятий северо-северо-западного направления, следующая от Тибести через Харудж и Триполи.

В западной части геоблока различаются Западно- и Восточно-Сахарская синеклизы и несколько впадин, включая значительную по размерам юго-западную («синеклиза Мурзук»). Известны платформенного типа поднятия, к склонам и сводам которых приурочены крупные газовые и нефтяные месторождения. Мощность морского, существенно песчано-глинистого палеозоя достигает 4,5—3,6 км. Широко развиты в центральных частях синеклизы континентальные (или лагунные) отложения перми — нижнего мела и морские карбонатные породы верхнего мела — палеогена.

Восточнее упомянутой выше цепи поднятий вытянута в близширотном направлении Восточно-Ливийская синеклиза, ограниченная Ливийско-Синайской зоной перикратонных опусканий.

Вдоль северной и южной окраин Африканского континента известны близширотные межгеоблоковые системы — наиболее молодые из складчатых сооружений материка. В Атласской (2000 × 300 км) системе в нижнем структурном этаже выходят на поверхность интенсивно складчатые палеозойские (G—C₂) песчано-сланцевые отложения, прорванные позднепалеозойскими гранитами, и в верхнем — мезозойские континентально-лагунные, включая и красноцветные, и морские карбонатные и терригенно-карбонатные.

В ядрах синклиналей Восточного Алжира присутствуют кайнозойские (P—N₁) отложения. В сложной складчато-покровной Северной зоне выходят досилурийские гнейсы и кристаллические сланцы, кремнистые, глинистые и карбонатные породы (S—C₁) и выше грубообломочные и красноцветные отложения (C₂—T). В целом Атласская система имеет многогосинклинальный формационный профиль.

Постепенно выклинивающаяся с запада на восток палеозойская Капская система (длина 700 км) состоит из трех толщ (снизу): 1) верхний силур (?) — гравелиты и песчаники — 1500 м, 2) девон — глинисто-песчаные отложения — 700 м, 3) верхний девон — нижний карбон — кварциты и глинистые сланцы — 1200 м.

Основные складчатые деформации относятся к самому концу палеозоя. Автор склонен относить капиды к перикратонному прогибу, превращенному в краевую складчатую систему.

К востоку от магматической межгеоблоковой системы Хияз расположен Аравийский геоблок (2,5 · 10⁶ км²), охватывающий большую часть одноименного полуострова. Это катастабильная структура (плита), ступенчато погружающаяся к востоку. Ее рассматривают в качестве стабильного шельфа или гомоклинали (моноклиза) с карбонатными, терригенно-карбонатными и

эвапоритовыми формациями фанерозоя. Разрез отличается большой стратиграфической полнотой. Перерывы в осадконакоплении отмечены в среднем девоне — карбоне и между некоторыми системами и отделами мезозоя. На юге геоблока известна крупная синеклиза Руб-эль-Хали, сформированная в кайнозое. Плита ступенчато погружается к Месопотамскому краевому прогибу, в котором мощность осадков достигает 11—12 км.

АВСТРАЛИЙСКИЙ КОНТИНЕНТ

Островная материковая глыба Австралии, слегка вытянутая в широтном направлении, по размерам (7,6 млн. км²) значительно уступает всем континентам мира. Однако если объединить с ней обширную Северо-Австралийскую шельфовую область с о-вом Новая Гвинея, юго-восточную область с о-вом Тасмания, а также подводные плато (на западе — Эксмаут, Натуралист и др., на востоке — Квинсленд) и обрамляющие континент шельфовые зоны, то общая площадь материка вместе с подводными окраинами и островами достигает 11,5—12 млн. км², что сравнимо с Антарктидой.

Аномальные гравитационные поля в редукции Буге западной части материка характеризуются пониженными значениями ($-20 \cdot 10^{-5}$ — $-80 \cdot 10^{-5}$ м/с²). Максимальная депрессия (до $-160 \cdot 10^{-5}$ м/с²) находится в центре Австралии. Восточная часть континента не отличается контрастностью ($+20 \cdot 10^{-5}$ — 49×10^{-5} м/с²). При приближении к береговой черте резко выражено краевой эффект Гельмерта. Аномальное магнитное поле континента и прилегающих акваторий изучено неравномерно. Выделяется мозаичным полем Западно-Австралийский геоблок. Намечаются в магнитном поле дифференцированные широтные структуры мегаблока Арунта-Масгрейв. Четко обозначается полем, близким к нулю, авлакоген Амадиес. То же характерно для синеклизы Эроманга. Немногие данные о магнитных аномалиях в пределах геосинклинальных — складчатых систем Маунт-Айза, Новая Англия — Яррол и другие свидетельствуют о некоторой линейной направленности.

Сейсмичность в Австралии проявлена слабо. Сгущение эпицентров землетрясений с магнитудой от 5 до 6 и глубиной, несколько превышающей 300 км, наблюдается в близмеридиональной полосе, идущей от зал. Спенсер к оз. Торренс. Именно здесь проходит раздел между древними докембрийскими геоблоками и платформенными бассейнами и фанерозойскими складчатыми системами. Заметные сейсмические узлы выявлены на окраине Западно-Австралийского геоблока и в грабене Фицрой, разделяющем мегаблоки Каннинг и Кимберлей. Другим районом сгущения эпицентров является юго-восток континента. В этом же районе наблюдается повышенный тепловой поток.

В полном соответствии с принятым в этой книге определением геоблока К. Пламб [59], обобщая материалы по тектонической

эволюции Австралии, выделяет главные коровые блоки, каждый из которых имел собственную историю и тектонические особенности. Несколько изменяя и дополняя данные, приводимые этим автором, и применяемую им терминологию, в пределах континента выделяются:

1) Западно-Австралийский геоблок, включающий мегаблоки Ийлгарн и Пилбара и межблоковую зону Каприкорн; опущенную пограничную часть геоблока на западной его окраине составляет периферический прогиб Перт;

2) Южно-Австралийский геоблок, состоящий из мегаблоков Гаулер и Налларбор. На западе его прослеживается межгеоблоковая система Албани — Фрэзер, а на востоке — перикратонный прогиб Аделаида, позднее преобразованный в складчатую систему;

3) сложнопостроенный Северо-Австралийский геоблок с мегаблоками Кимберлей, Каннинг, Арунта-Масгрейв, Баркли и Карпентария объединяет многочисленные элементы «Северо-Австралийской орогенической провинции». На юге не очень уверенно прослеживается межгеоблоковая Центральное-Австралийская система, включающая авлакоген Оффисер; с востока этот геоблок ограничен краевым межгеоблоковым поднятием Маунт-Айза;

4) Восточно-Австралийский регион, подавляющую часть площади которого занимает геоблок Эроманга, составляющий платформенный чехол синклинозного строения; вдоль восточной окраины геоблока четко трассируется межгеоблоковая система, состоящая из краевого прогиба Сидней — Боуэн и геосинклинальной складчатой системы Новая Англия — Яррол, завершившей свое развитие в перми [14].

На юге известен геоблок Лаклан, на западе — раннекаледонская система Канманту. Граница геоблока, примыкающая к Тасманову морю, сохранила подвижность в мезозое (прогиб Мэриборо) и кайнозое, что подтверждается наличием мезозойских и кайнозойских наземных вулканитов, а также меловых гранитов на о-ве Тасмания.

Описанная блоковая делимость континента рельефно выступает на «Гравиметрической карте Австралии» (масштаба 1 : 5 000 000), изданной в 1976 г. На ней границы большинства геоблоков четко трассируются линейными аномалиями Буге ($-20 \cdot 10^{-5} - +40 \times 10^{-5}$ м/с²) шириной 50—100 км.

В пределах Австралийского континента выделяются типичные кратонные геоблоки: Западно- и Южно-Австралийский. Значительная часть последнего перекрыта умеренной мощности мезозойско-кайнозойским чехлом. Своеобразный мозаичный геоблок, сочетающий существенно протерозойские поднятия и опускания и геосинклинальные складчатые системы, находится на севере континента. Кроме того, выделяется сложнопостроенный геосинклинальный геоблок Лаклан и катастабильный, с оседанием в мезозое и кайнозое геоблок Эроманга. Еще слабо изученный шельфовый геоблок охватывает Арафурское море.

Западно-Австралийский геоблок (1,1 млн. км²) — типичный докембрийский щит с резко очерченными угловатыми или несколько закругленными границами. Большую южную его часть занимает *мегаблок Илгарн*. На западе его развита гнейсовая толща (3,1—2,9 млрд. лет), включающая гранатосодержащие кварцито-полевошпатовые гнейсы и различные кристаллические сланцы (в том числе полосчато-железистые) и ультрабазиты и базиты. На границе блока вблизи разлома Дарлинг преобладают крутопадающие меланократовые кварц-полевошпатово-биотитовые слабо расслоенные породы (гранофельсы) и кианит-силлиманитовые пелитовые сланцы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Восточнее выходят пологозалегающие лейкократовые кварц-полевошпатовые гранатовые гнейсы и андалузит-силлиманит-кордиеритовые пелитовые сланцы, метаморфизованные в гранулит-амфиболитовой (переходной) фации. Значительную площадь здесь занимают гранитоиды (2,7 млрд. лет). Ближе к восточному краю мегаблока Илгарн в меридиональном направлении прослеживается пояс Норсмен—Вилуна (930×140 км), зажатый среди «внешних гранитоидов». Некоторые исследователи относят его к структурам типа грабена. В пределах зеленокаменных поясов блока на одних участках распространены сланцы и кремнистые породы и вулканы, а на других — основные подушечные лавы, кремнистые породы, джеспилиты, серпентиниты и расслоенные основные и ультраосновные интрузии. Некоторые породы этой ассоциации по своей очень высокой магнезиальности сходны с коматититами. Срядом перидотит-дунитовых интрузий связаны никелевые руды. В районе Восточного Золотоносного пояса мегаблока Илгарн в пределах единого зеленокаменного пояса выделяется несколько вулканических циклов, в каждом из которых основные и ультрабазитовые лавы сменяются кислыми — средними вулканами. Гнейсы, связанные с поясом Норсмен—Вилун, состоят из батолитового типа ортопород — тоналитов и гранодиоритов и дислоцированных кварц-микроклин-андезин-мусковит-биотитовых парагнейсов. Они относятся к высокой степени амфиболитовой фации метаморфизма, значительно более интенсивной по сравнению с той же фацией зеленокаменных поясов.

В *мегаблоке Пилбара* в отличие от мегаблока Илгарн отсутствуют мощные и сильно деформированные толщи гнейсов. В этом мегаблоке явно преобладают куполовидные формы гранитоидных батолитов, между которыми в виде разветвленных рукавов прослеживаются более древние (межкупольные) зеленокаменные образования. На западе и юге-востоке мегаблока наблюдаются более молодые прогибы, выполненные толщами грауваккового состава. Южная, опущенная краевая часть мегаблока Пилоуара известна под названием «бассейна Хамерсли», содержащего крупные запасы железа. Протерозойские тонкополосчатые руды накапливались в устойчивой плоской шельфовой ванне. В кремнистых железистых породах отдельные слои прослеживаются на феноменально большие расстояния, составляющие сотни километров.

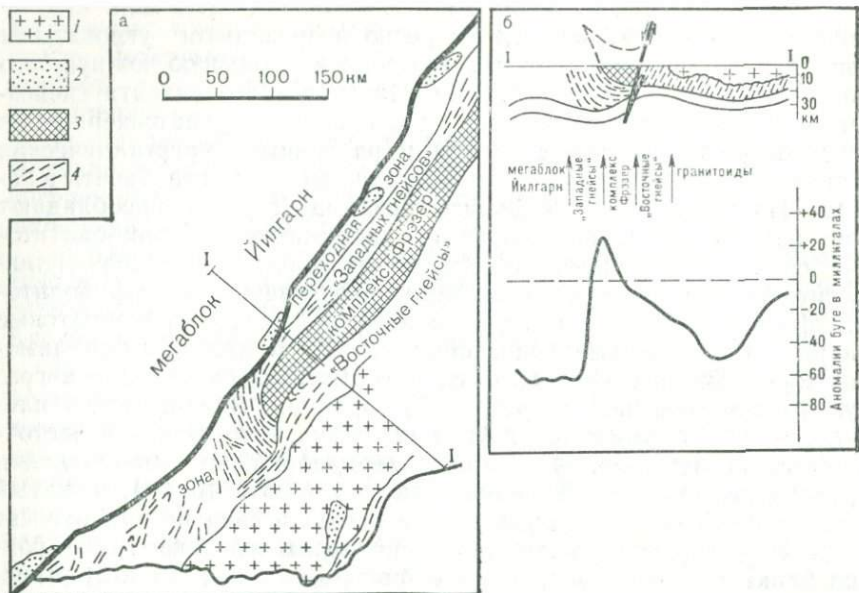


Рис. 9. Межгеоблоковая система Албани — Фрэйзер: а — в плане, б — в разрезе
 I — лейкократовые и щелочные границы (1,7 млрд. лет); 2 — «переходная зона» — зеленокаменные толщи и адамеллиты (AR); 3 — мафические гнейсы с пиллоу-лавами и амигдалоидными базальтами (1,3 млрд. лет); 4 — зона «Западных гнейсов» (1,9; 1,3 млрд. лет)

Следует отметить интересную особенность платформенного типа складок в бассейне Хамерсли. Если в фундаменте залегают зеленокаменные толщи — складки синклиналильные, то гранитоиды — антиклиналильные. Между мегаблоками Пилбара и Йилгарн обнаружена значительная по ширине (300—350 км) сложная межгеоблоковая система, выделяемая в целом как «ороген Каприкорн». С севера на юг здесь различаются:

1) геосинклиналино-складчатый пояс Ашбартон, представленный граувакками, базальтами и реже аркозами (около 2 млрд. лет);

2) зона Гаскойн, сложенная метаморфизованными в фации от зеленых сланцев до амфиболитов аркозами, кварцитами, конгломератами и доломитами, прорванными гранитами (1,9—1,6 млрд. лет);

3) бассейны Бенджемелл и Набберу, выполненные морскими шельфового типа породами (1,1 млрд. лет) с пологими антиклиналильными и синклиналильными складками; во втором из них известны вулканогенные турбидиты основного состава, граувакки и железистые породы.

Вдоль южной и юго-восточной границы Западно-Австралийского геоблока находится сложная межгеоблоковая система Албани — Фрэйзер длиной 1200 км и шириной 140—160 км (рис. 9).

Эта протерозойская система, представляющая собой в основном метаморфическую зону, хорошо выражена в виде линейных аномалий в гравитационном и магнитном полях. Она состоит из нескольких узких подзон (с северо-запада на юго-восток): а) «переходная» — зеленокаменные архейские толщи и адамеллиты, катаклазированные и гнейсированные; породы интродуцированы лейкократовыми и щелочными гранитами с радиогенным возрастом (по Rb-Sr) 1,725 млрд. лет, б) западная гнейсовая — полевошпатовые и амфиболитовые гнейсы (высокая амфиболитовая фация метаморфизма), интродуцированные рапакиви и щелочными гранитами, гнейсы и гибридные магматические породы имеют радиогенный возраст 1,640—1,590 млрд. лет; получены как более древние (1,9 млрд. лет), так и более молодые (1,3 млрд. лет) определения радиогенного возраста пород, в) подзона комплекса Фрэзер — узкий блок мафических и реже кислых пород вулканогенно-осадочного происхождения; среди них встречаются пиллоу-лавы и амигдалоидные вулканиты. Наблюдаются останцы тел габбро. Возраст метаморфизма гнейсов более кислого состава, залегающих среди мафических гнейсов, около 1,3 млрд. лет.

Южно-Австралийский геоблок ($0,7 \cdot 10^6$ км²) имеет четко очерченные границы: на западе находится уже упоминавшаяся межгеоблоковая система Албани—Фрэзер, на севере — авлакоген (пропйб) Офисер, на востоке — система разломов Лейк-Эйр — Лейк-Торренс — Линкольн и межгеоблоковая система Аделаида и на юге поднятия Эйр и Кедуна, обрамляющие с севера континентальный уступ.

Западную половину геоблока занимает *мегаблок Гоулер* (Гоулер), в фундаменте которого известны гиперстеновые гранулиты и гнейсы, изохронный возраст которых (Rb-Sr метод) 2,6 млрд. лет. Толща более молодых амфиболитов и амфиболитовых сланцев содержит железистые кварциты с прослоями доломитов и мраморов (так называемые «метаджеспилиты»). Эти образования испытали повторный метаморфизм и деформации на рубеже 1,6 млрд. лет. Архейские и раннепротерозойские толщи образуют сжатые складки, нередко опрокинутые. Наблюдаются гранито-гнейсовые куполовидные структуры. Несогласно на древних кристаллических породах залегают метакварциты, доломиты и конгломераты (1,5 млрд. лет), прорванные гранитоидами. Эти отложения сложены в простые пологие складки.

В период 1,5—1,4 млрд. лет отмечалась магматическая деятельность (вулканиты преимущественно кислого состава, граниты). В. Е. Хаин [44] рассматривает полосу, сложенную нижне- и среднерифейскими вулканитами на восточной периферии геоблока, как краевой вулcano-плутонический пояс.

Мегаблок Нулларбор представляет собой опущенную в мезозое и кайнозое часть докембрийского фундамента. На севере его известны небольшие выходы на поверхность протерозоя. На юге находится обширный бассейн Юкла, выполненный мелководными терригенно-карбонатными морскими и континентальными отложе-

ниями юры, мела и кайнозоя. Этот бассейн охватывал часть шельфовой зоны Большого Австралийского залива, ограниченную линейными поднятиями и системой разломов.

Межгеоблоковая система Аделаида большинством геологов рассматривается как деформированная краевая платформенная структура с весьма мощным (до 12—14 км) осадочным (с вулканитами) выполнением. Иногда ее относят к миогеосинклиналям. Возраст отложений от 1,4 млрд. лет до 575 млн. лет. Наиболее характерный комплекс представлен следующими породами (снизу вверх):

1) кварциты и метаморфизованные доломиты, базальтовые и андезитовые лавы, песчаники и кварциты, переслаивающиеся с пестрыми глинистыми сланцами; наблюдаются диапировые структуры, 2) тиллиты, перекрытые мощными мелководными морскими отложениями, 3) карбонатные породы, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами, 4) вулканиты основного и среднего состава, 5) известняки, песчаники и глинистые сланцы, 6) туфогенные сланцы, доломиты и известняки, содержащие вулканические бомбы и лапилли.

Этот мощный комплекс четко выраженной перикратонной структуры смят в складки — куполовидными и брахиформными на западе и кулисообразно расположенными на востоке.

Северо-Австралийский геоблок ($1,6 \cdot 10^6$ км²) отличается мозаичной структурой. В связи с тем, что северные берега Австралии омываются Индийским океаном и морями Тимор и Арафура, а на юг глубоко вдается зал. Карпентария, частично его границы проводятся условно по тектоническим элементам (разломы, грабены). Южная граница геоблока трассируется линейной гравитационной аномалией (0— +20 мГл) длиной 500 км и шириной 100 км. Она соответствует поднятию, среди которого известен выступ (ороген Патерсон) метаморфических толщ геосинклинального типа (1,9 млрд. лет; 1,7—1,4 млрд. лет). Восточнее наблюдается гравитационная аномалия, вдоль северного края которой выходят узкие лентовидные интрузии основного и ультраосновного состава. Вся эта Центрально-Австралийская геосинклинально-складчатая межгеоблоковая система (1700 км), включающая на западе «ороген Патерсон», а на востоке авлакоген Оффисер, является пограничной между Северо-Австралийским и Западно- и Южно-Австралийским геоблоками.

Мегаблок Каннинг, входящий в состав Северо-Австралийского геоблока, охватывает вытянутую в северо-западном направлении синеклизу (бассейн) того же названия (900×450 км). Ее северо-восточная часть начала погружение в позднем протерозое. Прогибание в основном происходит в ордовике. В пределах мегаблока известно несколько глубоких (до 900 м) впадин, тяготеющих к периферии синеклизы. С юго-востока на северо-запад происходит омоложение отложений (пермь→юра→мел). Это преимущественно терригенно-карбонатные толщи с прослоями (в верхней части) базальтов. Синеклиза Каннинг продолжается в шельфовую зону

(суббассейн Бедаут); в северной ее части намечается несколько пологих антиклинальных перегибов и сбросов (сборс Фелтон, Пиннейсл и др.).

К северу от мегаблока Каннинг располагается мегаблок Кимберли. Это почти правильный квадрат со стороной около 500 км. Поднятия вдоль западной и южной границ представлены толщей метаморфизованных кварцево-граувакковых песчаников, а также филлитизированными глинистыми, серицитовыми и реже карбонатно-кремнистыми породами общей мощностью до 7000 км. В восточной зоне Холс-Крик существенная роль принадлежит базальтам. На севере вблизи г. Дарвина в блоке Литчфилд выходят на поверхность архейские граниты и мигматиты. В более молодых метаморфических толщах известны складчатые тела перидотитов и долеритов и гранитоиды двух генераций (1,96 млрд. лет и 1,8 млрд. лет). Заметная роль в зоне Холс-Крик принадлежит вулканитам, включающим субвулканические тела порфиоров.

Архейский (?) фундамент мегаблока Кимберли перекрыт мощным чехлом, состоящим в нижней части из кварцитовых и аркозовых песчаников, алевролитов и арпиллитов с покровами миндалекаменных базальтов, а также с пачками водорослевых доломитов. Характерны дайки и силлы долеритов (1,8 млрд. лет). Чехол впадины слабо деформирован.

Восточнее мегаблока (впадины) Кимберли находится сложный по строению мозаичный мегаблок Баркли (название дано по плато Баркли). Он состоит из нескольких средне-позднепротерозойских складчатых зон, разделенных платформенного типа впадинами. На северо-западе мегаблока в зоне Пайн-Крик в куполовидном поднятии выходят деформированные кристаллические сланцы и гнейсы, гранито-гнейсы, метадiorиты и граниты (2,5 и более млрд. лет). Выше несогласно залегают нижнепротерозойские отложения, состоящие из переслаивания мощных пачек аркозовых и граувакковых песчаников и реже конгломератов и кремнистых и водорослевых доломитов. Иногда встречаются туфы и вулканиты основного состава. Геосинклинальный комплекс прорван гранитоидами и перекрывается толщей андезитов, дацитов и липаритов. Возраст этих магматических образований 1,8—1,75 млрд. лет. Общее простирание линейных складок северо-западное. Древние породы Арнем (Арнем) представлены высокометаморфизованными (до гранулитовой фации) толщами, имеющими радиогенный возраст 2,0—1,94 млрд. лет. Более южный, также изолированный выход древних геосинклинально-складчатых образований протягивается в западно-северо-западном направлении в полосе Давенпорт — Теннаинт — Крик-Танами. Здесь преобладают мощные (до 6000 м) толщи терригенных пород. В верхней части несогласно на нижележащих породах залегают грубые песчаники с прослоями конгломератов. Разрез венчают пестрые по составу вулканиты (от основных до кислых).

Вдоль восточной границы мегаблока Баркли протягивается прогиб Баттен (550×50 км), ограниченный с запада разломом

Парсонс — Рейнджр, а на востоке — разломом Кулатонг — Эму. Этот прогиб заполнен терригенно-карбонатными отложениями, иногда красноцветными с прослоями базальтов (внизу) и кварцевых песчаников и слюдистых пелитов (вверху). Общая мощность отложений 6—14 км. Складчатость умеренная, только вблизи разломов наблюдаются крутые (до 70°) складки. Вслед за складчатыми деформациями произошло поднятие всей межразломной зоны и в ее пределах сформировалась горстоподобная межсбросовая структура [59].

Северо-Австралийский геоблок отличается широким развитием древнего (поздний протерозой — ранний палеозой) платформенного чехла. На западе известна впадина Виктория-Ривер-Даунс, в центральной части — впадина Визо (Уисо), на юго-западе — впадина Джорджина. Однако начало прогибания австралийские геологи относят к среднему протерозою (1,7—1,4 млрд. лет). В это время формировались впадины Бирринуду и Мак-Артур, где накапливались мощные терригенные толщи и платобазальты; эпоха приурочена к рубежу 1,4 млрд. лет. В осадочном чехле преобладают терригенно-карбонатные осадки мощностью до 3000—3500 м.

К рассматриваемому геоблоку автор условно относит и мегаблок Карпентария, ограниченный с запада прогибом Баттен и с юга впадиной Южный Николсон. На востоке его намечается линейная положительная гравитационная аномалия, примыкающая к западному побережью п-ова Йорк. Ч. Б. Борукаев описывает этот мегаблок как плиту Карпентария. Слагающие ее протерозойские (?) толщи обнажены на западном побережье залива и на о-ве Грут. Несогласно на более древних основных метаморфизованных породах и гранитах горизонтально залегают глинистые, полевшпатовые и кварцевые песчаники и валунные конгломераты (300 м). Выше следуют доломитовые алевролиты, песчаники, водорослевые доломиты (120 м). Разрез венчают кремнистые песчаники и алевролиты, ритмично чередующиеся, а также доломитовые алевролиты, кремнистые сланцы и брекчии (200 м).

Особое положение на юге Северо-Австралийского геоблока занимает мегаблок Аранта — Масгрейв. Для него характерны широтные простирания структур с перемежаемостью кристаллических поднятий и глубоких прогибов, заполненных осадочными толщами. Эта центральная часть континента резко выражена в аномальном поле силы тяжести. Поверхность Мохо в целом в пределах мегаблока залегает на глубинах 38—36 км. Для глубоко эродированных систем Масгрейв и Аранта мощность коры уменьшается до 28—30 км. В центральной части авлакогена Амадиес кора достигает 32—33 км.

В поднятии Аранта широко развиты нижнедокембрийские кристаллические сланцы и гнейсы, кварциты, амфиболиты и мраморы, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Наиболее древний возраст, определенный радиогенным методом (2,2 млрд. лет), указывает на ранний протерозой. В цент-

ральной части поднятия располагается прогиб Нгалия (Нелия), выполненный в основном тиллитоподобными конгломератами и песчаниками, нередко косослоистыми с прослоями алевролитов. На южной окраине поднятия нижний докембрий перекрыт мелководными грубообломочными и карбонатно-терригенными отложениями, смятыми в изоклинальные лежащие складки, сопровождаемые надвигами и шарьяжами.

На юге мегаблока находится поднятие Масгрейв (щит Масгрейв-Ман). В его центральной части обнаружены высокоглиноземистые гнейсы, кислые и основные гранулиты, иногда близкие к чарнокитам. К породам гранулитовой фации приурочены пластовые тела от дунитов до анортозитов и диоритов. В южной части поднятия расположен батолит крупнокристаллических биотитовых и роговообманковых гранитов, адамеллитов и гранодиоритов типа рапакиви. Вышеупомянутые интрузии имеют возраст 1,2—1,0 млрд. лет.

В горах Масгрейв наблюдались простые антиклинали и синклинали с пологими крыльями. В других зонах деформации более интенсивны.

Между поднятиями Арант и Масгрейв располагается авлакоген Амадеус (750 км × 150—250 км). В течение позднего протерозоя — раннего карбона в нем накопилась толща мелководных морских отложений (9 км). В кембрии на юго-западе авлакогена сформировалась мощная толща конгломератов и аркозовых песчаников. Выше на большей части прогиба терригенные отложения сменились переслаивающимися карбонатными породами, алевролитами и эвапоритами (2 км). Затем отложились строматолитовые образования, перекрытые ордовикскими песчаниками и сланцами с прослоями карбонатных пород (2,5 км). Самая верхняя толща принадлежит девонским песчаникам как мелководно-морского, так и аллювиального и эолового происхождения (0,9 км). Толщи верхнего девона — нижнего карбона относятся к молассе, сложенной речными и озерными отложениями (более 3 км). Кембрийские и ордовикские породы авлакогена Амадеус нефтегазоносны.

Отмечается перемежаемость антиклинальных и синклинальных складок близширотного и северо-западного простирания. Складки осложнены соляно-гипсовыми диапирами. На бортах авлакогена наблюдаются сложные надвиговые структуры.

Восточным ограничением Северо-Австралийского геоблока служит складчатая зона Маунт-Айза, названная Д. Доннетом «краевым тектоническим подвижным поясом». Здесь установлено меридионально вытянутое древнее срединное поднятие Калкадун-Лейхард (1,86—1,78 млрд. лет) с крупными гранитными массивами (1,7—1,6 млрд. лет). К западу и востоку от этого поднятия располагаются два прогиба. В основании их находятся эвгеосинклинали формации, прорванные гранитами (1,57—1,54 млрд. лет), а в верхней части доломитовые сланцы с прослоями туфов (1,5—1,4 млрд. лет). Некоторые исследователи всю эту

краевую структуру (или только упомянутые поднятия) называют «тектонический рант».

Геоблок Эроманга хорошо выражен в гравитационном поле близкими к нулю или умеренными отрицательными (до —60 мГл) значениями. Он представлен синеклизой Эроманга, имеющей следующее строение (снизу): 1) поздняя юра — коричневые слюдястые алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников (100—120 м), 2) неоком — до нижнего апта — кварцевые песчаники, конгломераты с прослоями в нижней части углей (220—300 м), 3) верхний апт — глауконитовые известковистые алевролиты и аргиллиты (150—230 м), 4) нижний и средний альб — в нижней части аргиллиты и алевролиты частично известковистые, иногда нефтеносные (400—500 м), 5) верхний альб — алевролиты, аргиллиты, нередко известковистые, в нижней части — битуминозные (215—345 м), 6) сеноман — песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты с глинистыми включениями, прослой угля (500—600 и 1110 м).

В синеклизе Эроманга, составляющей часть Большого Артезианского бассейна, обнаружены пологие синклинали и брахиантиклинали близмеридионального и северо-восточного простирания, развитые, по-видимому, над структурами более древнего докембрийского и палеозойского фундамента.

Южнее выделяется геоблок Лаклан (Лахлан). На западе его находится складчатая система Канманту и обширная впадина Марри и на востоке — складчатая система Лаклан, граничащая с южной частью краевого прогиба Боуэн — Сидней. Система Канманту состоит из подводных вулканитов основного и среднего состава, терригенных флишоидных пород с линзами известняков с археоциатами. Превращение этой системы в орогенную произошло в результате даламарского тектогенеза (поздний кембрий — ранний ордовик). Лакланская геосинклиальная складчатая система относится к типичным каледонидам. В начальном периоде развития здесь отлагались спилиты, серпентиниты¹ и габброиды. В ордовике и силуре продолжалось накопление мощных геосинклиальных толщ карбонатно-терригенных и граувакковых. Описано несколько фаз тектогенеза, сопровождающихся интрузивным магматизмом. Устанавливается перемежаемость антиклинорий и синклинорий.

Впадина (синеклиза) Марри (около 600 км в поперечнике) характеризуется гравитационным полем, близким к нулю. Выполнена эта впадина преимущественно палеогеновыми и неогеновыми континентальными и морскими (миоцен) отложениями; в нижней части известна угленосная толща. На северо-западе впадины выделяется прогиб Ренмарк с глубинами до 2 км.

К югу от прогибов Отвей, Бассов и Гиппсленд находится *Тасманов мегаблок*, имеющий форму трапеции с основанием на севере. Западная и северо-восточная системы о-ва Тасмания сложены складчатыми образованиями от верхнего докембрия до нижнего девона. Это преимущественно морские толщи вулканогенно-тер-

ригенные в среднем и верхнем кембрии и терригенно-карбонатные в ордовике и нижнем девоне. Известны нижнепалеозойские ультраосновные породы и среднепалеозойские гранитоиды (365—340 млн. лет). Для мегаблока весьма характерны перерывы, а также несколько эпох тектогенеза («орогенеза»). Вся восточная часть острова покрыта мезозойскими и кайнозойскими вулканистами, преимущественно основного состава.

Северное продолжение Австралийского континента охватывает значительную по площади (около 1 млн. км²) шельфовую область Арафура, включающую и южные равнины о-ва Новая Гвинея. Этот регион следует выделять в самостоятельный геоблок Арафура.

Согласно данным В. А. Виссера и Э. Лефлиера, в южной и крайней западной части Новой Гвинеи развиты отложения стабильного шельфа. Буровые скважины на западе вскрыли кембрийские (?) терригенно-карбонатные отложения, подстилаемые базальтами. После длительного перерыва обнажаются континентальные и затем мелководные терригенно-карбонатные отложения карбона и перми и, вероятно, нижнего триаса (2450 м). Возраст паралических и континентальных осадков, развитых восточнее, условно датируется как триасово-юрский (до 5 км). Более широко распространены осадки юры и мела на западе Новой Гвинеи. Они представлены глауконитовыми песчано-глинистыми и карбонатными отложениями. Известны и сеноманские, и более молодые меловые пелагические известняки. Низы палеогена в области стабильного шельфа отсутствуют или их разрез маломощен и неполон. В среднем и позднем миоцене произошла обширная трансгрессия, в результате которой отложилась толща известняков небольшой мощности. Ближе к Центральному хребту образовалась система впадин, выполненных кластическими породами, мергелями, пелагическими и мелководными известняками (2000—3000 м).

Северо-Гвинейская межгеоблоковая система, пограничная с Каролинским Тихоокеанским геоблоком, включает складчатую систему зрелой островной дуги и молодые островные дуги, охватывающие полукольцом Новогвинейское море (острова Новая Британия, Новая Ирландия, Адмиралтейства и др.). Продолжением на юго-восток последних является дуга Соломоновых островов, граничащая с Коралловым геоблоком.

Древнее антиклинорное ядро прослеживается в Главном хребте Новой Гвинеи (горы Оранже и др.) и на островах Д'Антраксто, Луизиада и др. На западе Новой Гвинеи выделяются условно докембрийские толщи, а также средне- и верхнепалеозойские и мезозойские (юра—мел), на востоке — комплекс метаморфических пород (палеозойский и мезозойский). Северный уступ Главного хребта сложен ультраосновными породами К—р). Весь комплекс палеозойских, мезозойских и кайнозойских (на северном побережье острова) пород насыщен подводными вулканистами и относится к длительно развивающейся эвгеосинклинальной серии.

Так, в горах у побережья Новогвинейского моря базальты высококальциевые (1,5—6,6 % K_2O) входят в состав мощной (4,5 км) толщи ($p-N_1$) радиоляриевых кремней и аргиллитов с линзами известняков. «Гипербазитовый пояс Папуа» прослеживается на 400 км при ширине 40 км. Здесь развит позднемеловой—эоценовый комплекс, состоящий из толеитовых базальтов (4—6 км) с низким (до 0,13%) содержанием K_2O , габбро (до 4 км) и перидотитов (4—8 км). Среди гипербазитов преобладают гарцбургиты, которым подчинены дуниты и энстатитовые пироксениты. На юго-востоке п-ова Папуа выходят толеитовые базальты (K_2-KZ), ассоциированные с морскими обломочными отложениями и кремнями (до 3 км). Эта толща прорвана миоценовыми высококальциевыми интрузивами—от биотитовых пироксенитов до сиенитов.

Северная граница между геоблоками четко обозначена Новогвинейским и Западно-Меланезийским глубоководными желобами.

АНТАРКТИДА

Южнополярная континентально-ледовая глыба Антарктиды (14 млн. км²) имеет изометричную форму с аппендиксом Антарктического полуострова, вытянутого в сторону южной оконечности Анд. На этом материке, составлявшем, как предполагают, центральную часть Гондваны, коренное ложе, доступное для геологических наблюдений, невелико (2% от общей площади). В результате геофизических исследований установлены основные черты подледникового рельефа, а также полей магнитных и силы тяжести континента, что позволяет достаточно уверенно расшифровать его геоблоковую делимость.

Антарктида делится по геоморфологическим и геолого-геофизическим особенностям на Восточную Антарктиду, представляющую собой докембрийский кратон с корой мощностью 40—55 км, более подвижную и раздробленную Западную Антарктиду, сложенную отложениями верхнего докембрия и фанерозоя (30—35 км до поверхности Мохо), и расположенную между ними цепь Трансантарктических глыбовых гор (мощность коры 40—45 км) с перикратонным докембрием и молассоидным нижним палеозоем.

В Восточной Антарктиде Г. Э. Грикуров (1978 г.) выделяет Западный, Центральный и Восточный геоблоки. Автором же выделяются для всего континента три геоблока: Эндерби, Уилкса, Уэдделла—Росса и ряд межгеоблоковых систем (рис. 10). Из них геоблоки Эндерби и Уилкса кратонного типа и геоблок Уэдделла—Росса со сложным, еще недостаточно изученным мозаичным строением.

В высокоподнятом анастабильном геоблоке Эндерби (5,2 млн. км²), имеющем форму трапеции, выделяется несколько щитов, из которых наиболее крупные и более исследованные—Эндерби и Королевы Мод. В первом из них выходят на поверх-

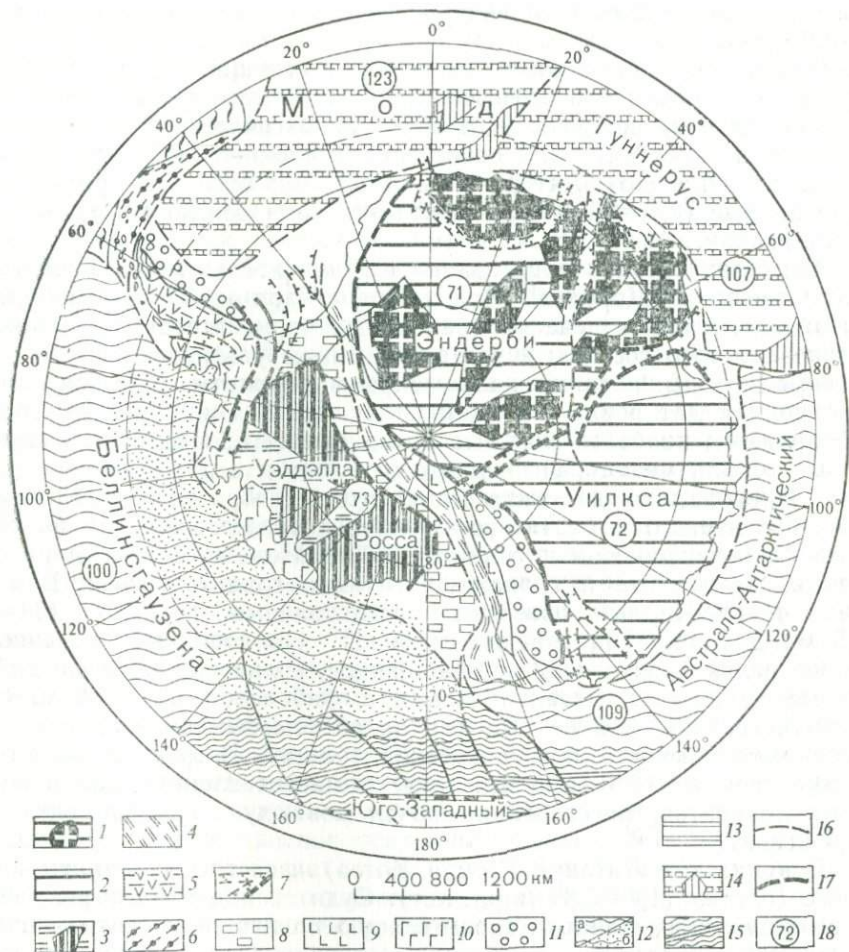


Рис. 10. Схематическая карта геоблоков Антарктического региона. По М. Г. Равичу и Г. Э. Грикурову (1978 г.), с изменениями

1—2 — кратонные геоблоки (1 — с высоким расположением гранитизированного фундамента, 2 — с глубоко погруженным фундаментом); 3 — мозаичные с массивами, перекрытыми мощным чехлом; 4—8 — зоны межгеоблокных систем (4 — перикратонная, 5 — геосинклинальная с наложенным вулканогенным поясом, 6 — островолужная, 7 — рифтогенная, 8 — окраинного прогиба); 9 — мезозойские траппы; 10 — платобазальты; 11 — молассовые впадины; 12 — 14 — океанские геоблоки (12a — со спокойным магнитным полем, 12b — с мощным осадконакоплением); 15 — срединноокеанские поднятия; 16 — разломы; 17 — границы геоблоков; 18 — номера геоблоков — см. приложение 1

ность: а) эндербиты и мезопертитовые чарнокиты, б) мезопертитовые гранатовые гранито-гнейсы. Эти кристаллические образования имеют сложную складчатую структуру и метаморфизованы в условиях самой высокотемпературной фации двупироксеновых гнейсов при относительно низком давлении. На основании свинцово-изохронного исследования пироксено-плаггиоклазовых крис-

таллических сланцев и эндербитов определен возраст $4,0 + 0,2$ млрд. лет.

К нижнему архею отнесены серии, состоящие из метаморфизованных в различной степени толщ: 1) биотито-гранатовых плагиогнейсов и 2) чередующихся пачек пироксеново-плагиоклазовых сланцев и эндербитов или собственно чарнокитов. Возраст эндербитов из нунатаков Доггерс — 3,2 млрд. лет; остальные радиогенные данные (2,4—2,1 и 0,62—0,46 млрд. лет) соответствуют эпохе активизации.

Верхнеархейские толщи занимают значительную по площади часть на щитах Королевы Мод и Принс-Чарльза. В них преобладают мигматиты и теневые гранитоиды чарнокитового и высокоглиноземистого состава; встречаются также ультраосновные и основные породы, а также кальцифиры и кварциты. Имеется одна изохронная датировка — 2,7 млрд. лет. На Земле Королевы Мод обнаружены наиболее молодые из архейских образований — гнейсовые толщи, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Преобладают два типа мигматитовых образований: а) гранито-биотитового и биотитово-амфиболитового состава, б) биотитовых плагиогранитов и гранитов. Характерны биотит-амфиболовые, биотитовые и гранато-биотитовые гранито-гнейсы. В горах Принс-Чарльз известны огнейсованные граниты (3,0—2,5 млрд. лет). Ими нередко сложены куполовидные массивы. Более редки анортозиты, метагабброиды, кольцевые штоки и дайки метадолеритов, метадиабазов и амфиболитов (1,7—0,8 млрд. лет), встречающиеся не только в архейском фундаменте, но и в перекрывающих его протерозойских толщах. Встречены нефелиновые сиениты (340—225 млн. лет) и многочисленные дайки юрских долеритов, пересекающие почти повсюду кристаллический фундамент.

В нунатаках Литлвуд (Земля Котса) известны вулканы кислого состава (1,0—0,85 млрд. лет). Судя по подледному рельефу и геофизическим данным, значительную по площади центральную и восточную части геоблока занимает синеклиза, в бортах которой согласно разрезу Земли Котса (нунатаки Учизуэй и горы Терон) выходят на поверхность пермские ритмично наслоенные кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и углито-глинистые сланцы с прослоями углей (видимая мощность до 610 м). Вероятно, большая часть синеклизы выполнена мезозойско-кайнозойскими грубообломочными осадками.

Для геоблока Эндерби характерно обилие натриевых и калиевых чарнокитов, образованных в самые древние времена геологической истории Земли.

Геоблоки Уилкса ($4,0 \cdot 10^6$ км²) занимают большую часть Восточной Антарктиды. В его прибрежной части выходят на поверхность нерасчлененные архейские кристаллические толщи и позднепротерозойские габбро-сиениты и сиенито-диориты. Граничной структурой, разделяющей геоблоки Эндерби и Уилкса, служит рифтовая зона Ламберта, вероятно, унаследованная от древ-

него авлакогена. Она прекрасно выражена в рельефе поверхности Мохо (глубина 22—25 км) и магнитного фундамента, а также в гипсометрических уровнях коренного ложа (перепад порядка 2—3,5 км). Свидетельством рифтогенных процессов служит проявление позднемезозойско-кайнозойского щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтового магматизма.

Межгеоблоковая Трансантарктическая система выражена горным рельефом с экскарпом, обращенным на восток, и с вершинами, превышающими 4 км. В ранние этапы исследования материка (1914 г.) ее именовали «Великим Антарктическим горстом». Согласно Э. Стампу и Р. Фейрбриджу, отложения системы представлены следующими породами (снизу вверх): 1) ранний докембрий — слюдястые и другие кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, амфиболиты, 2) поздний докембрий (низы) — песчаники, аргиллиты и кварциты — 6500 м, порфиновые вулканиты, прорванные интрузиями от гранитов до кварцевых диоритов (верхи), 3) кембрий — ордовик — известняки (иногда мраморы), кварциты, конгломераты, окремненные вулканиты — 9000 м; интрузии гранитов — диоритов, габбро, 4) девон (?) — кварцевые песчаники — 300—1000 м, 5) пермь — тиллиты, песчаники, глинистые сланцы — 185—535 м; массивные субаркозы и аркозы — 130—220 м; аркозовые и вулканогенные песчаники и сланцы (с *Lystrosaurus*) — 750 м, 6) триас — субаркозы, вулканические песчаники и сланцы, аргиллиты и туфы — до 1100 м.

Из этого комплекса видно, что складчатое докембрийско-нижнепалеозойское основание было размыто и перекрыто среднепалеозойско-раннемезозойским чехлом. Вдоль западного фаса Трансантарктической межгеоблоковой системы намечаются горизонтально лежащие юрские вулканиты (1500 м) основного состава, содержащие редкие прослой осадочных пород с остатками рыб.

Геоблок Уэдделла — Росса (2,8 млн. км²), расположенный между межгеоблоковыми системами Антарктанд и Трансантарктическая, на основании данных по рельефу (без ледникового покрова), мощности коры и рельефа магнитного фундамента имеет мозаичное строение. Очевидно, кристаллические массивы имеют угловатую форму и обрамлены складчатыми зонами и рифтовыми впадинами. Доступный наблюдению фрагмент (100 тыс. км²) древнего массива расположен в западной части Земли Мэри Бэрд, где выходят на поверхность метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, в различной степени мигматизированные и гранитизированные плагиогнейсы, различные кристаллические сланцы и амфиболиты (свыше 5 км). Здесь же встречены нерасчлененные верхнепротерозойские — нижнепалеозойские терригенные (алевролитно-аргиллитовые) толщи, измененные в условиях низкой ступени зеленосланцевой фации; в нижней части наблюдаются пачки кислых вулканитов. Отчетливо проявлена тектоническая регенерация (325 ± 25 млн. лет), сопровождавшаяся гранитоидным магматизмом.

Условно к окраинному прогибу массива, перекрытого бюкон-

ским комплексом (PZ₂₋₃—MZ₁), в восточной части геоблока можно отнести складчатую систему Элсуэрт длиной около 500 км. В основании верхнепротерозойского — нижнепалеозойского комплекса (6,5 км) залегают метаконгломераты (внизу) и филлиты с пачками метаморфизованных лав основного состава; верхняя часть его состоит из слюдистых сланцев и филлитов с прослоями метаморфизованных известняков с позднекембрийской фауной. Далее без видимого несогласия залегают толща песчаников и глинистых сланцев (3 км) с позднедевонскими брахиоподами, а также верхнепалеозойские тиллиты и угленосные осадки.

Особенностью геоблока являются «развивающиеся седиментационные бассейны». По Г. Э. Грикурову (1980 г.), в бассейне моря Росса фундамент (вскрытый одной скважиной) сложен мраморами и гнейсами. Здесь наблюдаются слои: 6,0—6,7 км/с, 5,0—5,7 км/с (1—1,5 км) и 4,3—4,5 км/с (на северо-востоке).

Мощность осадков седиментационного бассейна 3—4 км. Его формирование происходило от позднего мела до плиоцена. Другой, также очень крупный бассейн моря Уэдделла имеет расчлененный рельеф фундамента. Вне рифтовых впадин его глубина колеблется от 6 до 7 км, достигая местами 8—10 км. Мощность осадочного выполнения весьма велика, ибо толщина водного и (или) ледникового слоя не превышает 0,8—1,2 км. В пределах геоблока заметная роль принадлежит и рифтовым впадинам (MZ₂—KZ?), а также молодым безальтоидам, занимающим обширные вулканические плато на Земле Мэри Бэрд и вдоль Берега Эйтса. Среди платобазальтов преобладают щелочные оливиновые базальты и щелочные трахибазальты. Их возраст миоцен-голоценовый. Вулканические плато местами надстроены стратовулканами, представленными трахитами, щелочными трахитами, феолитами и пантеллеритами.

Таким образом, отличительные черты геоблока Уэдделла — Росса — преимущественно глыбовое строение с массивами, крупные формирующиеся осадочные бассейны, рифтовые впадины и проявление покровного базальтового магматизма.

Горы Пенсакола, структурно связанные с Трансантарктической межблоковой системой, служат пограничным элементом между рассматриваемым геоблоком и геоблоком Эндерби. Это типичный перикратонный прогиб, в основании которого находятся рифейские толщи; кембрийские отложения начинаются базальными конгломератами и песчаниками, перекрытыми массивными известняками. Выше лежат риолиты (580—490 млн. лет) и их туфы и песчаники с прослоями известняков. Среднепалеозойские отложения представлены следующими породами (снизу вверх): 1) базальные конгломераты (0—1000 м), 2) грубозернистые косо-слоистые известковистые песчаники (1500 м), 3) красноцветные глинистые алевролиты и песчаники (600 м), 4) грубозернистые песчаники и конгломераты с галькой черных кремней.

Межгеоблоковая система Антарктического полуострова, выделяемая как «Западно-Антарктическая оро-

генно-складчатая система андского типа», охватывает полуостров с прилегающими островами и Землю Элсуэрта. Здесь предполагается наличие переработанных докембрийских или палеозойских ядер, обрамленных средне(?)-позднепалеозойско-раннемезозойским мощным турбидитового типа сланцево-граувакковым и кремнисто-вулканогенным комплексом, сложенным в крупные линейные складки.

Наиболее широко в этой системе развит позднеюрский — раннемеловой и позднемеловой — палеогеновый комплекс. Сводный разрез Антарктического вулканогенного пояса следующий (снизу вверх): 1) верхняя юра — нижний мел — эффузивно-пирокластические толщи андезит-риолитового состава или (Земля Александра I) прибрежные осадочные и туфогенные (внизу) — 3000 м, 2) верхний мел — палеоген — переслаивание конгломератов, гравелитов и алевролитов и углисто-глинистых сланцев (внизу) и песков (вверху) или (Земля Александра I) эффузивы и туфы кислого состава (1000—3000 м). В восточной части полуострова складчатость весьма пологая, усложняющаяся лишь вблизи разломов. На юго-востоке существенно верхнеюрские прибрежно-морские и вулканогенные (риодациты, дациты, андезитодациты и их туфы и игнимбриты) толщи смяты в начале мела в сжатые и изоклинальные складки.

В пределах межгеоблоковой системы Антарктического полуострова широко проявлены мезозойские интрузии (185—155; 110—90 млн. лет). К позднеюрским принадлежат тоналиты, гранодиориты, адамеллиты и граниты, к раннемеловым — преимущественно кварцевые диориты и близкие к ним породы. Вблизи западного побережья полуострова известны мелкие тела (70—45 млн. лет) габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Вулканическая история полуострова завершается формированием оливиновых базальтов и андезито-базальтов и их туфов (свыше 1200 м). Породы принадлежат высокоглиноземистой ветви известково-щелочной серии.

ТРАНЗИТАЛИ

Геоблоки «переходных зон между континентами и океанами», или (предлагаемое автором вместо этого длинного и неудобного названия более короткое) «транзиталей» (от лат. transitus — переход), весьма отчетливо выделяются на тихоокеанской окраине Восточной Азии, к востоку от Австралии, между Европой и Африкой (Средиземноморская транзиталь), между Северной и Южной Америкой (Карибская транзиталь) и между последней и Антарктидой (транзиталь Скотия). Из общего числа (14) геоблоков шесть относится к Азиатско-Тихоокеанской транзитали и четыре — к Австрало-Тихоокеанской. За последние два десятилетия транзиталю посвящена обширная литература. Ее списки приведены в обобщающих трудах Л. Э. Левина, В. В. Белоусова и др.

Окраинно-континентальные и межконтинентальные моря, составляющие основу геоблоков транзиталей, как правило, характеризуются мозаичным строением со сложным тектоническим рельефом. Многими геологами и геофизиками признается, что здесь отчетливо выражен современный геосинклинальный режим. В. В. Белоусов акцентирует внимание на процессе преобразования в пределах транзиталей континентальной коры в океаническую, а также на орогенный островодужный режим. Существует и другое мнение, что тихоокеанские окраины следует относить к областям с формирующейся континентальной корой. Д. Кариг связывает происхождение окраинных бассейнов от Алеутской дуги до Новой Зеландии с грандиозными процессами растяжения коры, как законченными (в Охотском и Японском морях), так и продолжающимися (Марианский, Новогебридский и другие районы). По мнению этого исследователя, в транзиталях имеется аномально высокотемпературная и низкоплотная мантия. Растяжение коры и всплытие мантийного диавира способствовали образованию дугообразной формы островных систем.

Геоблоки активных океанских окраин обладают индивидуальными чертами. Ближе всего к океанским структурам находится Филиппинский геоблок, к континентальным — Охотский. Последний, по данным Н. А. Шилов, Ю. А. Косыгина, И. И. Тютрина и других исследователей, сближается с молодыми платформами. Наиболее тонкой и прогретой литосферой выделяется Фиджийский геоблок.

АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКАЯ ТРАНЗИТАЛЬ

Наиболее крупная область взаимопроникновения континентальных и океанских типов коры, где острова и полуострова перемежаются с обширными акваториями и где рядом с высокими горными поднятиями располагаются узкие глубокие желоба, находится на сочленении Восточной Азии и западной части Тихого

океана. С севера на юг различаются геоблоки: Беринговский, Охотский, Ниппонский, Филиппинский, Сулавеси и Южно-Китайско-морской. Из них выделяется крупным размером и правильной ромбовидной формой Филиппинский, признаваемый новой глобальной тектоникой за «свою» плиту. Основные черты геологии, тектоники и глубинного строения геоблоков Азиатско-Тихоокеанской транзитали описаны автором [14], а также Г. С. Гнибиденко, Л. Э. Левиним, А. Г. Родниковым, И. К. Туезовым и многими другими советскими, японскими и американскими геологами и геофизиками. Сводная характеристика переходных зон дана в 1982 г. В. В. Белоусовым.

Несмотря на заметные отличия каждого из геоблоков, имеются общие закономерности в строении и развитии всей этой активной окраины континента: 1) промежуточная мощность коры между континентальной и океанской в среднем 15—20 км и неравномерная граничная скорость вдоль поверхности Мохо — 7,6—8,4 км/с, 2) заметны перепады в гравитационном поле при резком увеличении его по направлению к Тихому океану, 3) многочисленные разрывы, сопровождающиеся землетрясениями, очаги которых составляют фокальную зону Заварицкого — Беньофа, погружающуюся под континент, 4) в некоторых детально исследованных транзиталях строение верхней мантии сложное (многоастеносферное), 5) над зоной Заварицкого — Беньофа находится полоса метаморфизма высоких температур и низких давлений, вдоль которой предполагается наличие эклогитизированной коры, 6) уменьшается с севера на юг участие в геоблоках транзитали континентальных и субконтинентальных структур, 7) наиболее значительные по площади шельфовые области находятся в Беринговом и Охотском геоблоках и наименьшие — в геоблоке Сулавеси.

К югу от Чукотско-Колвиллского геоблока, примыкая к северной части Тихого океана, находится Беринговский геоблок ($2,6 \cdot 10^6$ км²), включающий Камчатско-Олюторскую и Хатырско-Анадырскую зоны окраины Азии, Берингоморский шельф, ограниченный сложным, разобленным на блоки континентальным склоном, а также Командорскую и Алеутскую глубоководные впадины, разделенные плосковершинным поднятием Ширшова. Берингоморская шельфовая область — своеобразная окраинно-материковая мезозойская и более молодая платформа, на западе и востоке она связана с большими прибрежными погружениями (Нижнеанадырским, Кускоквим и Нушагак). Главными поднятиями ее, тяготеющими к положительным структурным элементам окраин континента, являются: Святого Лаврентия, Нунивак и Гуднюс. Мощность меловых и кайнозойских отложений во впадинах, по данным советских и американских геофизиков, составляет для впадин Анадырского залива 1—2 км, впадины Нортон — свыше 1 км, впадины Бристоля — 2—3 км. В разрезе континентального склона выявляются акустический фундамент ($V_T = 3,2 \div 3,6$ км/с), главная слоистая толща ($V_T = 1,7$ км/с) и толща близповерхностных слабо уплотненных осадков. Выходы пород

фундамента в каньоне Прибылова представлены флишеидным переслаиванием плотных алевролитов с граувакковыми песчаниками, содержащими позднемеловую (кампанскую) фауну. В каньоне Жемчуг на поверхность выходят аргиллиты, известковистые песчаники и плотные глины (P—Q).

Вдоль южной границы геоблока протягивается на расстоянии свыше 3000 км Алеутская система островной дуги, состоящая из цепи островов и п-ова Аляска, с тесно с ней сопряженного глубоководного желоба. Двойная структура дуги намечается в ее северо-восточной части. Внешнюю дугу при этом образуют острова Чирикова, Тринити (Троицы), Кадьяк, Афогнак, Баррен (Бесплодные), Чугач и, возможно, п-ов Кенай. Они сложены позднемезозойскими и кайнозойскими осадочными и метаморфическими (вулканиты, малые интрузии) породами.

Внутренняя, наиболее протяженная часть дуги состоит из множества островов, составляющих гребень подводного хребта. Здесь известны небольшие фрагменты мезозойских вулканогенно-осадочных пород. Среди четвертичных эффузивов преобладают андезиты, относящиеся к известково-щелочной (высокоглиноземистой) ассоциации. Доплиоценовые толщи смяты в пологие складки с углами наклона крыльев 10—20°. Алеутский глубоководный желоб (длина 4150 км) проходит в непосредственной близости от Алеутской гряды. На многочисленных профилях хорошо видно его асимметричное строение с относительно крутым северным и пологим южным бортами. По данным ГСЗ верхняя часть Алеутской гряды сложена уплотненными вулканогенно-осадочными породами с $V_r=2,2-4,3$ км/с. «Гранитный» слой (5,4—6,5 км/с) узкой полосой трассируется на всем протяжении дуги. По направлению на север и на юг этот слой резко выклинивается. «Базальтовый» слой ($V_r=6,6-6,8$ км/с) имеет в среднем 12—15 км. Общая мощность коры Алеутской дуги составляет 25—30 км.

Имеющиеся данные о рельефе дна и глубинном строении Командорской и Алеутской впадин указывают на их заметные различия. В первой из них осадочный чехол характеризуется $V_r=2,4-3,0$ км/с, во второй — $V_r=3,7-4,3$ км/с. В Алеутской впадине находится крючкообразно-изогнутое поднятие Бауэrsa — вероятное ответвление на север и затем на запад Алеутской дуги.

Меньшего размера ($1,7 \cdot 10^6$ км²) Охотский геоблок на северо-западе и севере ограничен Охотским и Чукотским вулканогенами и на значительном протяжении Тайгоносской шовной геосинклинальной системой. К этой границе приурочены: зона перепадов силы тяжести и цепь интенсивных положительных магнитных аномалий, совпадающая с полями вулканитов. Вопрос о восточной границе геоблока — дискуссионен. Возможно, ее следует проводить по Центрально-Камчатской рифтогенной впадине. Пограничное положение п-ова Камчатка между Охотским и Беринговским геоблоками не вызывает сомнения. Отчетлива юго-восточная граница геоблока, проводящаяся вдоль системы Курильской островной дуги и сопряженного с ней глубоководного

желоба. Пограничным элементом следует считать и периокеанский вал Хоккайдо.

Вытянутый в меридиональном направлении о-в Сахалин вместе с центральной частью о-ва Хоккайдо является межгеоблокной системой. На западе Сахалина развиты нижнемеловые — сеноманские песчаники, аргиллиты, туфы и туффиты среднего и основного состава (до 3,5 км). В туроне и раннем сеноне накапливались мелководные морские и лагунно-дельтовые осадки (4,0 км). В позднем сеноне образовались вулканогенно-осадочные толщи (до 1,5 км). Вслед за локальными поднятиями в палеогене в неогене продолжалось накопление мощных толщ существенно морских и лишь местами паралических угленосных отложений. Геологическое строение восточной части острова более сложное. В Восточно-Сахалинских и Сусунайских горах обнажен древний (ранний — средний палеозой) фундамент, состоящий из основных вулканитов и терригенных толщ, смятых в сложные складки. Здесь же известны верхнепалеозойские кремнисто-вулканогенные образования с линзами известняков, а также сходные по составу юрские и меловые толщи. Заметно развиты подводный спилито-диабазовый вулканизм и гипербазитовые интрузии небольшого размера.

Обилие новых материалов по физическим полям и драгированию Охотского моря позволяет уточнить его геолого-структурное районирование. Кроме вероятного продолжения среднепалеозойских эвгеосинклинальных толщ шантарского типа на северо-восток обосновывается ответвление палеозойской складчатой системы на восток к банке Кашеварова, где подняты драгой обломки зеленых сланцев и метаморфизованных алевролитов. Поднятие Академии Наук (длина 370 км), вероятно, ядро складчатой системы, обрамляющей полукольцом Центрально-Охотский массив. Последний, судя по весьма широкому и простым аномалиям магнитного поля, занимает обширную область дна моря и на северо-западе связан с докембрийским выступом Охотского массива. Со дна моря (возвышенности Океанологии, Академии Наук) подняты обломки гранитоидов и вулканитов (дациты, липаритовые порфиры, андезитов-базальты и др.) с возрастом 57, 87 и 96 млн. лет, определенным радиогенным методом. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что большая часть дна Охотского моря — погруженная часть материка, разбитая разломами на отдельные блоки. Именно к разломам приурочены полосы развития гранитоидов и вулканитов (наземных), как это характерно и для Западного Приохотья.

Неоген сплошным чехлом перекрывает складчатые и глыбовые структуры геоблока. Наиболее значительные по мощности осадки предполагаются во впадинах Дерюгина и Северной. Судя по разрезам на Северном Сахалине и Западной Камчатке преобладают осадки песчано-глинистой, сероцветной и туффито-диатомитовой формаций.

Ниппонский (Япономорский) геоблок (1,1×

Характеристика Ниппонского и Северо-Западного (Тихий океан) геоблоков

Структура		Гравитационные аномалии		Аномалии магнитного поля	
		в свободном воздухе	в редукции Буге		
Геоблок	Ниппонский	Глубоководная котловина Японского моря	Спокойные	Интенсивные положительные	Линейные невысокой интенсивности
		Японская островная дуга	Линейные интенсивные; положительные и отрицательные	Линейные положительные и отрицательные	Слабо отрицательные
	Северо-Западный	Океанская котловина	Положительные	Интенсивные положительные	Интенсивные линейные отрицательные и положительные

$\times 10^6$ км²) имеет сложное геологическое строение. Его восточная часть занята Японской островной дугой с выступами древнего кристаллического фундамента. В центральной и западной частях геоблока известны крупные поднятия и впадины. Здесь нет обширной шельфовой области, характерной для описанных выше более северных геоблоков. В последние годы геоблок детально изучался советскими и японскими геологами и геофизиками; получены ценные данные по геотраверсу Сихотэ-Алинь — Японское море — о-в Хонсю.

Западной границей геоблока в течение позднего мезозоя и кайнозоя был Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген; современной — уступ континентального склона, обрамляющий горные возвышенности Сихотэ-Алиня и п-ова Корея, а восточной — глубоководный желоб, вытянутый вдоль Японских островов. В тыловой части геоблока различается Япономорская глубоководная впадина, в центральной — двойная возвышенность Ямато и на юге — впадины Цусима и Хонсю. В Япономорской глубоководной впадине известен хр. Богорова, заметно нарушающий общее горизонтальное залегание слоев. Сводные данные по сейсмичности показывают, что в пределах Японской островной дуги сейсмически активный слой погружается в западно-северо-западном направлении под углом около 50° до глубины 400 км. Установлено, что основное количество очагов и главная доля

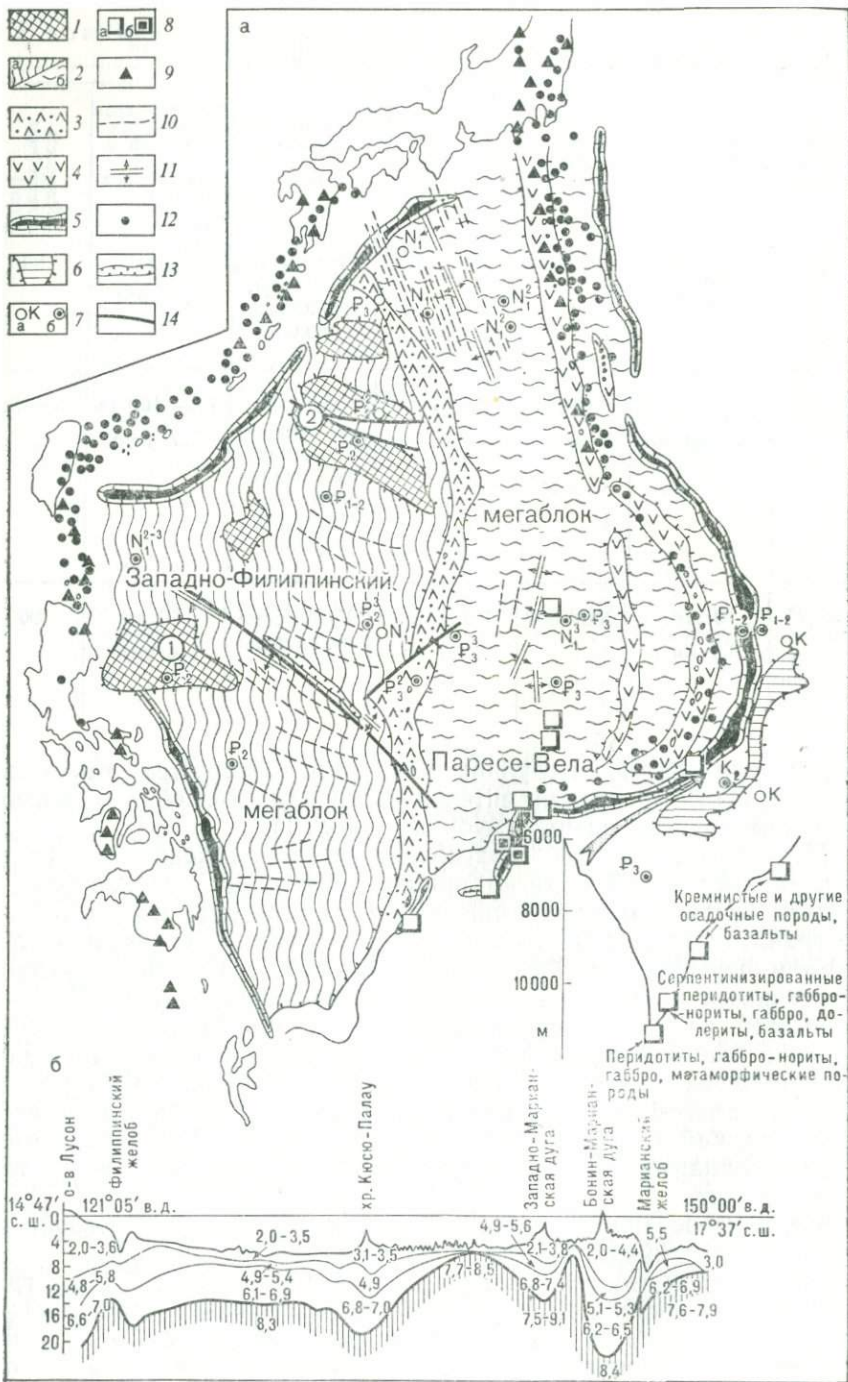
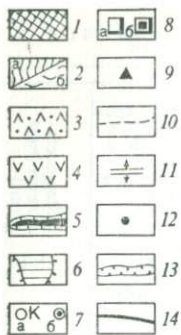
По А. Г. Родникову, Т. Като и др. (1982 г.), с изменениями

Тепловой поток (МВт/м ²)	Мощность коры и границная скорость на разделе Мохо	Раздел Мохо		Удельная сейсмическая энергия (Дж)	Предположительный состав верхней мантии	Мощность слоя пониженных скоростей и скорости сейсмических волн	Мощность литосферы (км)
		Температура (°С)	Давление (Па)				
92,2	$\frac{10 \text{ км}}{7,9 \text{ км}}$	100	480	10 ⁻¹⁸	Перидотиты, лерцолиты, гранатовые лерцолиты	$\frac{100 \text{ км}}{7,7 \text{ км/с}}$	80
92,2—46,1	$\frac{30 \text{ км}}{7,5—8,1 \text{ км/с}}$	600	740	10 ⁻¹³	Плагиоклазовые лерцолиты, оливиновые вебстериты, шпинелевые лерцолиты	$\frac{140—100 \text{ км}}{7,7 \text{ км/с}}$	50—80
46,1	$\frac{8 \text{ км}}{8,1 \text{ км/с}}$	200—300	360	10 ⁻¹⁵	Гранатовые перидотиты	$\frac{30 \text{ км}}{8,4 \text{ км/с}}$	90

энергии приходится на глубины 50—70 км. Обнаружена также неравномерность затухания интенсивности землетрясений в очагах, расположенных на разных глубинах (табл. 1).

Подробно изученная драгированием возвышенность Ямато представляет собой заметно приподнятый блок, сложенный в верхней части позднепалеозойскими (220 млн. лет) и мезозойскими гранитоидами (120—70 млн. лет), местами, вероятно, прорванными и перекрытыми более молодыми (34 и 32 млн. лет) вулканогенными и интрузивными телами основного состава. Все это указывает на сходство геологического строения возвышенности Ямато с близлежащими районами Сихотэ-Алиня и Юго-Западной Японии. Кора в пределах рассматриваемого поднятия близка к континентальной. На ней под неуплотненными осадками отмечен слой, близкий к «гранитному» ($V_r=5,6 \text{ км/с}$). В районе о-ва Улындо обнаружены глыбы гнейсов с абсолютным возрастом 2,1 млрд. лет.

Наличие останцов докембрийской коры, среднепалеозойских (силур) эвгеосинклинальных толщ на о-ве Хонсю и там же позднепалеозойских моласс, позднепалеозойских и мезозойских гранитоидов в поднятии Ямато указывает на сложную геологическую историю геоблока, в котором начавшиеся в позднем мелу короразрушающие процессы — рифтинг и блоковое раздробление, сопровождающиеся сдвигами, — преобладали над коросозидающи-



ми. Все это, а также наличие зоны Заварицкого — Беньофа и высокого теплового потока свидетельствуют о продолжающейся перестройке коры, которая началась в позднем олигоцене — раннем миоцене. Очевидно, эволюция коры в пределах геоблока происходила на фоне высокого стояния и активного физико-химического воздействия термального диапира, обусловившего сложные многоступенчатые магматические процессы, характерные для транзитали.

Наиболее крупный среди геоблоков транзитали Филиппинский геоблок ($4,8 \cdot 10^6$ км²) по размерам и глубине котловин (5—6 км) приближается к океанским структурам (рис. 11). Хребтом Кюсю — Палау протяженностью 2750 км и шириной 90 км геоблок разделяется на два мегаблока — Западно-Филиппинский и Парасе-Вела.

Отличительная особенность *Западно-Филиппинского мегаблока* — наличие в западной и северной частях поднятий с утолщенной (до 13—15 км) корой. Это плато — Амами, Урданета и Бенхам и хребты Даито и Оки — Даито, объединяемые названием «возвышенность Бородино». Здесь широко распространен слой с $V_T = 6,0$ км/с, который в структурах дуги Рюкю представлен породами палеозойского фундамента. Можно предполагать, что плато, имеющие угловатые очертания с пологими сводами и крутыми склонами, представляют собой опущенные блоки континентальной коры. Мегаблок рассечен зоной «Центрального разлома» протяженностью 1500 км и шириной до 500 км. Характерна также сложная система хребтов и прогибов.

На дне мегаблока *Парасе-Вела* обширные пространства заняты абиссальными холмами. Средняя мощность осадочного покрова — 100—150 м. Судя по данным глубоководного бурения, пелагические осадки (иловатые глины и глины) перекрывают эоцен-палеоценовые базальты. Скорость сейсмических волн в осадках от 1,45—1,52 до 2,0—2,2 км/с. Ниже следует слой мощностью до 2 км ($3,5$ км/с) и слой с $V_T = 5,5—6,0$ км/с (1—3 км). Глубже фиксируется широко распространенный условно «базальтовый» слой — $V_T = 6,6—7,0$ км/с с постоянной мощностью около 4 км. Скорость сейсмических волн на поверхности Мохо колеблется от 8,0 до 8,2 км/с. В этом мегаблоке различаются котловины Парасе-Вела и Сикоку (Шикоку). Скорость на поверхности Мохо (8,2—8,5 км/с) здесь заметно выше, чем в Западно-Филиппинском геоблоке, выше и тепловой поток. В котловине Парасе-Вела наблюдаются вулканические гряды, разделенные глубокими депрес-

Рис. 11. Схематическая карта Филиппинского геоблока (а) и его разреза (б). По А. В. Пейве (1980 г.), с изменениями

1 — вероятные останцы древней (PR₁—PZP) сиалической коры; 2 — области с субокеанской (а) ($\frac{P}{T}$ -N) и океанской корой (б); 3 — вулканическое поднятие Кюсю — Палау ($\frac{P}{T}$); 4 — островные дуги (KZ); 5 — глубоководные желоба; 6 — перифокальный вал (K—KZ); 7 — скважины (а — остановленные в осадочных породах, б — достигшие базальтов); 8 — базиты и гипербазиты (а), то же, с амфибитами (б); 9 — действующие вулканы; 10 — оси магнитных аномалий; 11 — оси раздвиговых зон; 12 — гипоцентры глубоководных и среднефокусных землетрясений; 13 — внутривулканический желоб; 14 — разломы. Массивы: 1 — Бенхам, 2 — Оки-Дакто

сиями. Возможно, что в срединной части котловины находились осевые зоны растяжений. При драгировании в южной части котловины в зоне разлома Яп были подняты обломки пиллоу-базальтов, диабазов, габбро-диабазов, габбро и единственный обломок шпинелевого лерцолита (глубина 4,6—4,4 км). Состав шпинели отличается от состава хромшпинелидов, гарцбургитов и плагиоклазовых лерцолитов Марианского желоба высоким содержанием глинозема и низким — окиси хрома и железа.

Межблоковый хр. Кюсю—Палау — верхняя, гребневая часть широкого сводового поднятия. Из отдельных вулканических конусов с относительной высотой до 3 км поверхности достигает лишь риф Парасе-Вела. В фундаменте хребта прослеживается слой с $V_r=5,6-5,8$ км, толщиной несколько километров. Вероятен сиалический профиль слагающих его пород. Верхние слои с $V_r=3,5-4,7$ км/с сложены, по-видимому, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами, что подтверждается находками кислых и средних по составу изверженных пород — плагиогранитов, кварцевых диоритов, биотитовых гранитов, лейкократовых гранитоидов и также андезитов-базальтов. Эти породы перекрыты верхнеолигоценными — миоценовыми известняками.

Геологическое строение Филиппинского геоблока указывает на его несхожесть с другими геоблоками транзитали. В нем проявляются черты океанского и субконтинентального литогенеза и магматизма. Ряд неповторимых особенностей имеет и рама геоблока. На востоке блока известны системы дуг: 1) Идзу-Бонинская с действующими вулканами с лавами андезитового и базальтового состава, 2) Марианская, тройная с фронтальной (восточной) дугой, сложенной известняками, тыловой, представленной цепью активных андезитовых вулканов. Между ними располагается депрессия с крупной зоной уступов, составляющей третью дугу, сложенную андезитами, базальтами известково-щелочного типа (сумма щелочей — 3,4 %, $K_2O-0,7$ %) и дацитами. Далее следуют дуга Яп с дислоцированными метаморфическими образованиями (амфиболиты, зеленые сланцы), ультрабазитами и габброидами, образующими меланж с глыбами плагиогранитов и туфоконгломератов, и дуга Палау с раннепалеогеновыми — среднеэоценовыми андезитами и их туфами с прослоями осадочных пород. Выше залегает комплекс позднемиоценовых — четвертичных известняков и глин.

Профиль ГСЗ, проходящий через Марианскую дугу, показал, что мощность осадочно-вулканогенного комплекса не превышает 2 км (3,0—3,3 км/с). Ниже находится консолидированное основание (5,0—5,5 км/с, мощность 4 км). Границы раздела внутри коры неровные. Наиболее значительное погружение (17 км) поверхности Мохо (8,0—8,2 км/с) наблюдается под осевой зоной дуги. Сейсмическая активность высока. Относительно узкая зона промежуточных землетрясений намечается вдоль всей границы геоблока. Зона глубокофокусных землетрясений тяготеет к западному склону Марианской дуги. Фокальная зона наклонена под уг-

лами 40—60° под Филиппинское море на глубину 500—700 км. Эти и другие данные, значительно подробнее излагаемые во многих работах японских и советских геологов и геофизиков, свидетельствуют о сосредоточении тектонической, магматической и сейсмической активности в узкой граничной зоне между Филиппинским геоблоком Азиатско-Тихоокеанской транзитали и геоблоками Тихого океана, что подчеркивается их существенно различным глубинным строением. Под островными дугами расположен на глубине 50—60 км мощный (свыше 150 км) астеносферный слой с пониженными скоростями сейсмических волн. В западной части Тихого океана вещество верхней мантии более плотное. Слой пониженных скоростей здесь расположен на глубине 70—120 км.

Западное обрамление Филиппинского геоблока составляют (с востока на запад): а) желоба Нанкай, Рюкю и Филиппинский и б) дуга Рюкю, о-в Тайвань и система Филиппинских островов. Согласно данным М. С. Маркова, в основании дуги Рюкю прослеживается комплекс офиолитов (PZ₃), с которыми ассоциируются метаморфические породы, включая глаукофановые сланцы, а также базиты и гипербазиты. Эти образования были наиболее сильно деформированы в конце мела — начале палеогена. Палеоген представлен терригенными осадками, неоген (в пределах внешней зоны) — песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями туфов (миоцен) и известняками (плиоцен-четвертичная система). Во внутренней зоне начиная со среднего миоцена имело место образование пород андезитового состава.

Под дугой Рюкю поверхность Мохо устанавливается на глубине 30 км. Здесь выявлены следующие комплексы, различающиеся по сейсмическим скоростям:

1) древний, вероятно, метаморфический (6,0 км/с), 2) палеозойский геосинклинальный (5,0—5,8 км/с), 3) мезозойский уплотненный, также геосинклинальный (4,6 км/с), 4) кайнозойский островодужный (2,8—3,7 км/с).

Далее на юг на о-ве Тайвань выделяется несколько зон (с запада на восток): 1) прогиб, выполненный мощными (10 км) осадочными толщами кайнозоя, в верхней части молассоидными, местами угленосными; породы интенсивно смяты и осложнены надвигами, падающими на юго-восток; 2) флишевая зона с чередованием черных алевролитов, аргиллитов с прослоями песчаников, конгломератов, известняков и лав (маастрихт—палеоген); 3) зона центрального хребта с кристаллическими сланцами, мраморами (с пермской фауной) и гнейсами; интрузии диоритов и гранодиоритов (86,33 млн. лет), на востоке известны выходы глаукофановых сланцев и серпентинитов; 4) зона Берегового хребта (снизу): а) базиты и ультрабазиты, а также филлитизированные аргиллиты, б) андезиты, вулканомиктовые образования и известняки, в) турбидиты с пачками олистостром, туфами базальтов и линзами известняков (миоцен—ранний плейстоцен).

Сходное геологическое строение имеют Филиппинские острова.

В комплекс основания входят в различной степени метаморфизованные (от амфиболитовой до зеленосланцевой фации) спилиты, кремнистые породы и граувакки (С—Р₁, возможно, частично древнее). Известны небольшие массивы позднепалеозойских гранитов. Более широко развиты вулканогенно-осадочные толщи мезозоя, начинающиеся базальтами и спилитами, чередующимися с пелитоморфными известняками, кремниями, алевролитами и аргиллитами. Выше по разрезу в конце мела они сменяются андезитами, туфами, песчаниками и известняками. Подстилаются меловые толщи альпинотипными гипербазитами и габброидами, вместе с которыми образуют покровы. С эоцена формируются мощные флишевые и молассовые образования кайнозоя (до 6,5 км), в составе которых заметное место принадлежит потокам андезитов и кератофиров в палеогене и андезито-базальтовых лав в миоцене. В четвертичное время продолжается активный вулканизм.

Островная дуга рассечена Филиппинским разломом (длина 1200 км), вдоль разлома и к востоку от него палеогеновые и неогеновые отложения собраны в линейные, часто опрокинутые к востоку складки, сопровождающиеся надвигами.

Обрамленный островными поднятиями на юго-востоке транзитали находится геоблок Сулавеси (1,3·10⁶ км²). Это пример геоблока с резко выраженным симатическим профилем с длительно развивающимися офиолитовыми геосинклиналями. Сложный тектонический рельеф геоблока подчеркивается наличием в море Сулавеси ряда линейных прогибов (с осадками до 2,5 км), разграниченных узкими гребнями вулканического происхождения. Характерен слой с $V_r=5,0$ км/с (1,5—2,5 км) и глубже слой с изменяющимися скоростями сейсмических волн от 6,4 до 6,9 км/с (4—8 км). Поверхность Мохо (7,9—8,5 км/с) неровная, образующая выступы и прогибы.

Кроме котловины Сулавеси в состав геоблока входят глубоководные котловины Палаван и Сулу, разделенные порогом островов Кагаян—Кавили—Туббатха. Архипелаг Сулу—высокоподнятый барьер между морями Сулу и Сулавеси. Весьма показателен сейсмический разрез коры по профилю о-в Палаван—море Сулавеси. На нем четко видны корневые утолщения под поднятиями и резкий излом сейсмических границ (с выклиниванием отдельных слоев) между глубоководными котловинами и поднятием Сулу. Остров Палаван сложного строения. На севере выходят палеозойские зеленые и другие сланцы и амфиболиты, в центральной части—сланцы основного состава, базиты и гипербазиты и на юге метаморфические породы, интродуцированные серпентинитами. Геосинклинальные толщи юры и мела представлены терригенными породами, переслаивающимися с базальтовыми потоками; в них внедрены перидотиты, габбро-диабазы и диориты. В северной части острова развиты плиоцен-четвертичные лавовые потоки и дайки пироксеновых андезитов и оливиновых базальтов.

В состав геоблока Сулавеси входит мегаблок Банда с весьма

близким характером расчленения и геологическими особенностями.

Дифференцированность тектонического рельефа, наличие офиолитовых комплексов трех генераций (PZ_3 , MI , KZ) выделяют геоблок Сулавеси среди других структур Азиатско-Тихоокеанской транзитали.

Южно-Китайский геоблок ($1,6 \cdot 10^6$ км²) ограничен уступами континентального и островного склонов. На западе к нему примыкает шельфовая область Сунда, в которой выявлены слои: 5,2—5,7; 3,1—4,6 и 2,2 км/с. Большую часть геоблока охватывает Южно-Китайская котловина. Значительное поднятие островов Наньшачюньдао, увенчанное рифами, отделяется на востоке от о-ва Палаван впадиной глубиной до 2,8 км. Акустический фундамент геоблока сложный. Различаются абиссальные равнины с базальтовым ложем и отдельные подводные вулканы. Мощность вулканогенно-осадочной толщи велика и достигает 3—4 км. Ее возраст, вероятно, мезозойско-кайнозойский.

АВСТРАЛО-ТИХООКЕАНСКАЯ ТРАНЗИТАЛЬ

Значительная по площади транзиталь (свыше 10 млн. км²), превышающая Австралию, разделяется на три геоблока — Коралловый, Новокаледонский и Фиджийский. С восточной стороны к ней примыкает геоблок Кэмпбелл. Известны крупные фрагменты континентальной коры, что позволило Г. Менарду воскресить представления о разрушенном крупном материке Мелантиде. Этому не противоречит и мощность коры (15—25 км) во всех геоблоках, кроме Фиджийского. Скорость на поверхности Мохо 8,0—8,2 км/с.

На северо-западе транзитали находится Коралловый геоблок ($1,8 \cdot 10^6$ км²), охватывающий море того же названия. Его западной границей служит Большой Барьерный риф, южной — близширотная цепочка рифов. На западе геоблока находится обширное плато Квинсленд (мощность коры ~ 20 км), представляющее собой погруженный массив. Под поверхностью Мохо прослеживаются слои с $V_r=7,3-7,6$ км/с (10 км) и «гранитный» слой ($V_r=5,9-6,5$ км/с — 8—10 км и 5,2—5,7 км/с — 2—3 км). Согласно данным бурения в низах кайнозойской толщи встречены фораминиферовые известняки среднего эоцена (275—344 м), в средней части песчаники, фораминиферовые или (и) кремнистые породы среднего — верхнего эоцена (140—275 м) и фораминиферовые или верхнего олигоцена — плейстоцена (0—140 м). Глубоководная впадина Кораллового моря имеет субокеаническую кору (8—10 км). Скорость вдоль поверхности Мохо 8,2 км/с. Выше залегают слои 6,5—7,6 км/с и 4,3—4,6 км/с; последний сложен консолидированными породами, включающими толентовые базальты. Рыхлые осадки представлены внизу стратифицированной толщей и вверху глинами и илами среднего эоцена — плейстоцена. Эоценовые породы смяты в складки, на которых с угловым несогласием залегают олигоцен и неоген.

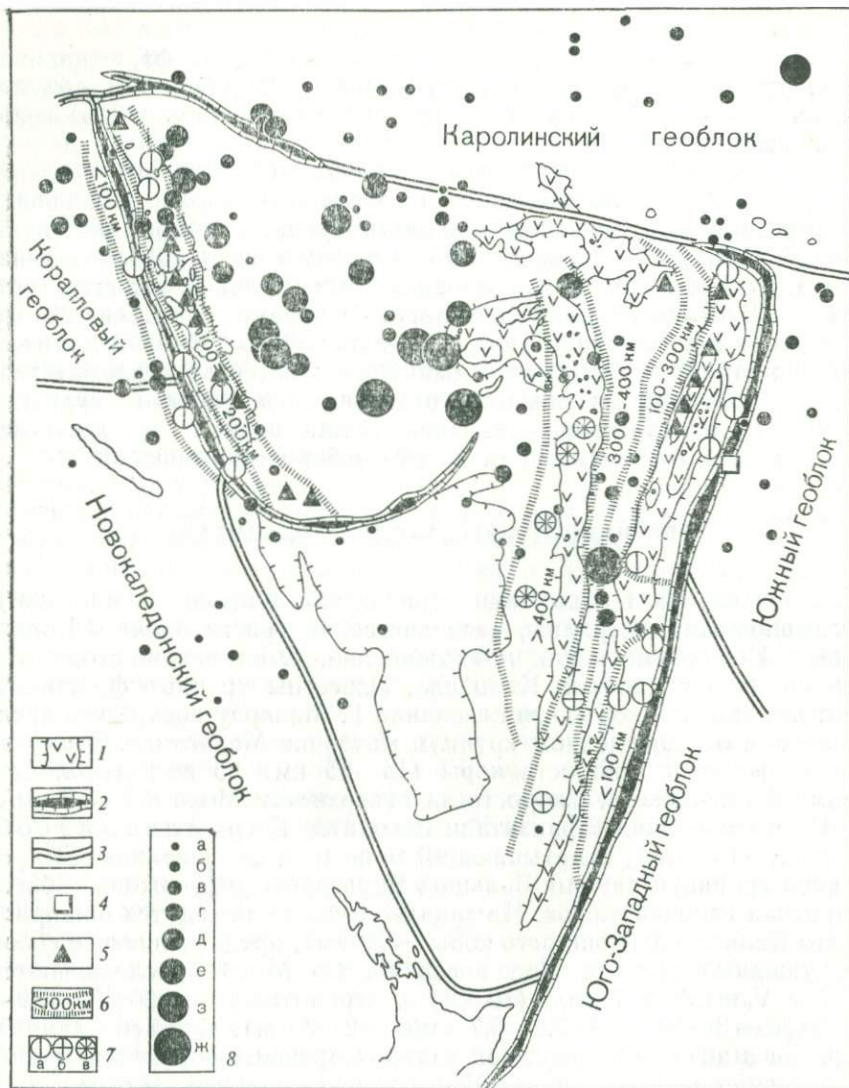


Рис. 12. Схематическая карта Фиджийского геоблока. По Л. И. Красному и А. М. Фирсову (1982 г.)

1 — вулканические поднятия островных дуг; 2 — глубоководные желоба; 3 — границы геоблоков; 4 — породы, поднятые при драгировании (дуниты, гарцбургиты, габбро и базальты); 5 — действующие вулканы; 6 — зоны распределения сильных (магнитуда 7,5—8,0) землетрясений по глубинам гипоцентров (в км); 7 — гипоцентры сильнейших землетрясений (а — меньше 300, б — 300—100, в — свыше 400); 8 — значения теплового потока (а — 0—20, б — 20,9—41,5, в — 41,9—62,4, г — 62,9—83,4, д — 83,8—104,3, е — 104,7—125,3, ж — 125,7—146,2, з — 146,6 и больше)

От Кораллового моря на юго-восток протягивается Новокаледонский геоблок ($3,5 \cdot 10^6$ км²). В его пределах известны плосковершинные поднятия Лорд-Хау (кора до 29 км) и Норфолк

(21 км). От юго-восточной части Новой Гвинеи через о-в Новая Каледония до Северного острова Новой Зеландии протягивается (по мнению А. Лилли и Р. Бразерса) полоса мезозойской складчатости. Фундамент Новой Каледонии сложен кварцитовыми и серицитовыми сланцами, филлитами и основными вулканитами и серпентинитами (D — C?). Известны также толщи граувакк (P — J) и морские черные сланцы и песчаники и угленосные толщи (K), перекрытые эоценовыми эвгеосинклинальными образованиями. В олигоцене встречаются тела серпентинитов, в неогене — покровы андезитов и базальтов. Подводный хр. Норфолк вместе с о-вом Новая Каледония — узкая зона поднятий (длина 2000 км). Предполагается наличие здесь древнего сиалического основания ($V_r = 6,0-6,2$ км/с), сложенного палеозоем или более древними толщами. На некоторых островах обнаружены нижнемиоценовые известняки и неогеновые оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты. Близкие по составу базальты наблюдались на о-ве Лорд-Хау.

Фиджийский геоблок ($3,8 \cdot 10^6$ км²) образует в плане треугольник (рис. 12), основание которого граничит с Новокаледонским геоблоком. На значительном пространстве геоблок обрамляется глубоководными желобами: Ново-Гебридским, Витязя (Восточно-Меланезийский) и Кермадек—Тонга. По данным В. Дикинсона и других исследователей, архипелаг Фиджи подстилается корой субконтинентального типа, в то время как окружающие котловины имеют кору океанского типа. Новые Гебриды вместе с о-вами Фиджи образуют S-образную, несколько спиралевидно-изогнутую дугу. На о-ве Вити-Леву эоценовые метаморфизованные и дислоцированные подушечные лавы, брекчии и туфы с линзами фораминиферовых известковых пород (10—12 км) прорваны роговообманковыми тоналитами. Встречаются небольшие штоки габбро. Верхнемиоценовая толща по составу существенно андезитовая с подчиненным количеством толеитовых или высокоглиноземистых базальтов. Местами (северная часть о-ва Вануа-Леву) встречаются дациты и липариты. Плиоценовые (возможно, частью плейстоценовые) базальты в виде больших щитовых вулканов с кальдерами проседания относятся к щелочным оливиновым разностям, ассоциированным с трахитоидными дифференциатами. В Южно-Фиджийской котловине по данным бурения (скв. 205) на глубине свыше 300 м обнаружены верхнеолигоценые базальты, перекрытые несогласно толщей средне-верхнемиоценовых пепловых отложений.

Проявление магматизма на о-ве Фиджи в кайнозое заметно эволюционирует: 1) поздний эоцен — ранний миоцен: а) базальты, андезиты и плагиолипариты, излившиеся в морской обстановке, б) интрузии, варьирующие по составу от оливиновых габбро до кварцевых тоналитов, 2) поздний миоцен — ранний плиоцен — роговообманковые андезиты и различные вулканомиктовые образования, 3) плиоцен — четвертичный период — базальты (щелочные шошонитного типа и щелочные кварц-тоналитовые). Указанная выше островная дуга делит геоблок на две котловины. В юж-

ной по данным глубоководного бурения выше базальтов среднего олигоцена обнаружены глины, илы, мел, туфы и известняки с прослоями пепла (верхи среднего олигоцена — верхний миоцен) и коричневые глины, богатые вулканическим стеклом (верхний миоцен). Предполагается, что образование котловин происходило одновременно с формированием островной дуги.

Особенностью геоблока Фиджи является проявление вулканизма в кайнозое и мезозое (?). Изменение теплового потока, превышающего нормальный в 4—5 раз, свидетельствует о его особом термальном состоянии, выделяющем этот геоблок среди других геоблоков транзитали. Повышенный тепловой поток и пониженная плотность мантии (по гравиметрическим данным) указывают на сравнительно тонкую и более прогретую литосферу, чем окружающие области.

К востоку от Новокаледонского геоблока расположена межгеоблокная система Новая Зеландия, в геологическом строении которой известны толщи от докембрия до современных. Складчатые структуры ее очень сложны. В конце юры проявился «орогенез Рангитата», с которым связан крупный «Альпийский сдвиг». Детально изучен и комплекс молодых вулканических пород, типичных для островных дуг.

Геоблок Кемпбелл* ($1,3 \cdot 10^6$ км²) отделен от Северного острова Новой Зеландии желобом Хикураги и от Южного острова — прогибом, заполненным осадками (до 2 км). На севере находится возвышенность Чатем, вытянутая в широтном направлении на 1400 км. Здесь в банке Мерну выходит верхнепалеозойская толща граувакк и аргиллитов. К югу от поднятия на о-ве Баунти обнаружены граувакки, интродуцированные гранитами (188 млн. лет). Поверхность возвышенности Чатем в пределах изобаты 1000 м имеет ширину 180 км. Мощность коры достигает 30 км. К югу располагается плато Кэмпбелл — пологое воздымание дна со средними глубинами 500—1000 м. В его западной части известен базальтовый вулканический покров, в основании которого залегают мезозойские (?) метаморфические сланцы. Обнаружен на острове массив габбро, относимый к поздней юре. Для плато Кэмпбелл характерна субконтинентальная кора (17—23 км). В юго-западной части плато на о-ве Окленд в гальке палеогеновых конгломератов присутствуют граниты, слюдястые сланцы и гнейсы. Между возвышенностью Чатем и плато Кэмпбелл далеко на запад вклинивается прогиб Баунти, вероятно, рифтогенного типа. В магнитном поле геоблока наблюдаются как резкие пики с амплитудой $400 \div \div 500$ гамм, так и спокойное поле, интенсивность которого изменяется в пределах ± 1000 гамм. В поле силы тяжести геоблок неоднороден. Возвышенность Чатем характеризуется положительными значениями Δg_{c-v} , тогда как на плато Кемпбелл аномалии отрицательные.

Геологические и геофизические данные позволяют отнести ге-

* Входит в состав более крупного Юго-Западного геоблока Тихого океана.

облок Кэмпбелл (Новозеландское плато) к микроматерикам. Несомненно, что в прошлом он принадлежал к системе геоблоков Австрало-Новозеландского региона, где в докембрийское время существовал континент Мелантида.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКАЯ ТРАНЗИТАЛЬ

Широтная межконтинентальная Африкано-Евразийская транзиталь, сопряженная с Атлантическим океаном, составляет наиболее контрастно построенную часть Альпийской складчатой области, обладавшей в мезозое и кайнозое высокой тектонической активностью. Она выделяется сложным сочетанием линейных и дугообразно изогнутых горных возвышенностей, часть из которых вдается изрезанными полуостровами в северную часть Средиземного моря, и глубоких морских и континентальных (Паннонская) впадин, протягивающихся от Гибралтара до Черного моря. Установить границы транзитали и делимость ее на геоблоки нелегко. Так, Я. П. Маловицкий предлагает различать Западно-Средиземноморскую область опускания и Восточно-Средиземноморскую микроплиту, а Э. А. Левин — Западное и Восточное Средиземноморье. Следуя этим и другим исследованиям, выделим Западно-Средиземноморский геоблок и Восточно-Средиземноморский мегаблок, составляющий часть более крупного Родопско-Малоазиатского геоблока. Первый из них охватывает площадь около 1 млн. км² и ограничен межгеоблоковыми системами: на юге — Атласской и на севере — Бетской и разломами континентального склона. На востоке границей служит Апеннинская складчатая система и Африкано-Сицилийский порог. Отсюда видно, что геоблок включает Алжиро-Прованский бассейн и Тирренское море. Мощность коры в островной части геоблока 35—40 км до 45 км (о-в Сицилия) и 15—25 км в абиссальных котловинах. Для геоблока характерен повышенный тепловой поток. Особенно высокие его значения зарегистрированы в северо-западной части Тирренского моря. Скорость продольных волн на границе Мохо в Лигурийском и Тирренском морях 8,0—8,2 км/с и в море Альборан — 7,7 км/с. Мощность консолидированного фундамента минимальная (10 км) в Южно-Балеарской и Тирренской котловинах. Я. П. Маловицкий приводит следующие, очень существенные данные о коренном ложе в морях геоблока:

1) море Альборан — под плиоцен-четвертичными осадками (867 м) при глубине 1119 м в брекчии установлены остроугольные обломки допалеозойских (?) гнейсов, гранитов и перидотитов;

2) Тирренское море: а) при глубине 3000 м драгированием на горе Марки обнаружены сланцы, филлиты и мраморы (PZ или MZ); б) в каньоне Стромболи на юго-востоке моря в основании обнаружены конгломераты, среди которых встречен крупный обломок гранито-гнейсов.

На основании этих и других данных Я. А. Маловицкий приходит к выводу, что Альборанская и Южно-Балеарская впадины возник-

ли над зоной срединных массивов и в настоящее время их можно сравнивать с межгорным прогибом, образовавшимся на фоне общего Западно-Средиземноморского опускания.

В восточной части геоблока различается система молодых впадин. Во впадине Тирренского моря (глубина 2—2,5 км), согласно Я. П. Маловицкому, фундамент опущен на 5—7 км. Кристаллическая часть коры (до 2,0—4,5 км) имеет среднюю плотность 2,87 г/см³ и состоит из чередования кислых магматических пород и метаморфических пород с покровами базальтов. Мощность вышележащего осадочного комплекса от 3—4 до 5—6 км (в депрессиях); из них досреднемиоценовая часть имеет мощность до 3,5 км, скорость 4,8 км/с и плотность 2,48 г/см³; эвалориты среднего миоцена (0,5—1,5 км) характеризуются скоростью 3,7 км/с и плотностью 2,37 г/см³. В плиоцен-четвертичном (до 1,0 км) неконсолидированном комплексе различаются плиоценовые (2,3 км/с и 2,08 г/см³) и плейстоценовые осадки (1,75 км/с; 1,83 г/см³). Слои осадочного комплекса залегают спокойно. С юга и северо-востока впадина Тирренского моря обрамлена вулканическим поясом, составляющим часть межгеоблоковой системы. В состав этого пояса входит цепь подводных вулканитов и группа Липарских островов. С запада описываемая впадина оконтурена узким поясом (800×60—90 км), в котором известен антиклинорный выступ складчатого комплекса юры и мела (о-в Эльба), прорванного весьма молодыми (7,5 млн. лет) гранитами и гранодиоритами. На крыльях антиклинория обнажаются довольно круто (до 30°) наклоненные к западу слои миоценовых аргиллитов.

На западе в Алмиро-Прованский бассейн [32] входят Балеарская котловина с утоненной континентальной корой и Альборанское море с очень молодым возрастом новообразованной коры. В позднем карбоне — перми в районе обрамления бассейна существовала континентальная и прибрежно-лагунная обстановка; последняя характерна и для триаса с его эвалоритами. В поздней юре — раннем мелу отмечается углубление бассейна. Поздний мел — эоцен представлен мелководной морской толщей. В раннем миоцене заметно усиление вулканической деятельности. Поздний миоцен отличается накоплением эвалоритов на огромной площади Средиземноморской транзитали. Положительные движения в конце миоцена привели к почти полному осушению бассейна.

В Восточно-Средиземноморском мегаблоке (моря Ионическое и Леванта) является наиболее значительной и специфической структурой, не наблюдающейся в других транзиталях является макровал достигающий длины 1000 км и ширины 150—170 км (в средней части). Согласно Я. П. Маловицкому, как крупное поднятие он выражен по кровле мезозоя. По сейсмическим характеристикам под сильно раздробленной верхней частью осадочного покрова сравнительно спокойно залегают палеогеновые, мезозойские и палеозойские (?) отложения. Кровля мезозоя в средней части вала расположена примерно на глубине 4 км, погружаясь к периферии до 6—7 км. Сопряженно с макровалом развивалась Эллинская си-

стема желобов и блоков. Наиболее протяженная их полоса (желоба Ахиллеса, Страбон и др.) протягивается вдоль краевого шва. Самая глубокая отметка — впадина Вавилова 5121 м. Поднятые блоки сложены геосинклинальным комплексом. Характерна сопряженность локальных воздыманий и опусканий, зон сжатия и растяжения.

Существенное различие в морфологии, глубинном строении и эволюции Западного и Восточного Средиземноморья показывает, что не сближение целых континентов, а более избирательное соотношение глубинных неоднородностей, связанных со становлением литосферных блоков, влияло на развитие Средиземноморского региона.

Черноморский мегаблок обрамлен материковым склоном с глубокой котловиной (до 2211 м). По М. В. Муратову, котловина срезает окружающие горные сооружения и ею поглощены значительные части Крымских гор и Малой Азии. Предполагается, что мощность осадочной толщи достигает 15 км. Сама котловина образовалась 5—4,5 млн. лет назад, и средняя скорость опускания составляла около 1 мм в год.

Со Средиземноморской транзиталью тесно связан Родопско-Малоазиатский геоблок ($2,7 \cdot 10^6$ км²), ограниченный на севере краевой складчатой системой Юрских гор, альпийским предгорным прогибом, складчато-надвиговой дугой Карпат и Понтийской складчатой системой Северной Турции. На западе пограничной межгеоблоковой системой служат альпиды Апеннинского полуострова и глубинный разлом, пересекающий с востока Африкано-Сицилийский порог. Южная и юго-восточная граница геоблока намечается континентальным уступом Африки, а восточная — совпадает с офиолитовой зоной северо-восточного направления, следующей от зал. Искандерон до Агры-Дага (к северо-западу от оз. Ван). К этой зоне тяготеет и полоса эпицентров близповерхностных (5—50 км) землетрясений с магнитудой от 5,2 до 8,3.

Этот геоблок состоит из двух геологически связанных существенно континентальных мегаблоков Дунайско-Балканского и Малоазиатского и морского. Глубинное строение этих мегаблоков описано Н. А. Беляевским [3]. Тонкая кора (26—29 км) выявлена в своеобразной обширной по площади овальной Паннонской впадине, под чехлом которой, согласно одним исследователям, находится срединный массив, а по другим — сложное складчато-глыбовое сооружение. Паннонская впадина отличается аномально высоким тепловым потоком и весьма значительной температурой на границе Мохо (800—1000 °С), что, вероятно, связано с приподнятой кровлей верхней мантии. Такой повышенный тепловой фронт относится и к геоблоку, что доказывается уникальным обилием в нем горячих источников.

Вдоль широтного сечения через Анатолию мощность коры оценивается в 35—45 км. В Турции (Центральная Анатолия) преобладают отрицательные значения силы тяжести ($-50 \cdot 10^{-5}$ — $150 \cdot 10^{-5}$ м/с²). Вблизи побережья Черного и Средиземного морей гра-

витационное поле близкое к нулю, однако наблюдаются значительные изменения уровня аномального поля (от -60 до 0°) и наличие градиентных зон.

Отличительными чертами *Малоазиатского мегаблока*, по мнению Б. Бринкмана, является сочетание выступов кристаллического фундамента в таких крупных массивах, как Мендерес и Киршехир, и более мелких, расположенных на северо-западе (Истранка, Эдремит и др.) и востоке (Битлис), и относительно маломощного палеозойско-мезозойского деформированного чехла. А. М. Келал и Ю.Илмаза эту обширную область называют Анатолидо-Таврической платформой. Древний кристаллический фундамент отмечен в массиве Мендерес, где наблюдается несколько куполовидных поднятий, сложенных в ядре очковыми гнейсами, окруженными породами с более низкой зеленосланцевой фацией метаморфизма. Для очковых гнейсов имеются радиогенные данные (529 и 490 млн. лет по Rb-Sr), указывающие на их раннепалеозойский возраст. Сведения о более древнем (920 ± 224 млн. лет) или близком (596, 505, 427 по Rb-Sr) возрасте амфиболитов, роговообманковых и других гнейсов имеются для массива Битлис. В этом же массиве для гранитов фундамента определен возраст в 639 млн. лет. Тектоно-магматическая активизация массивов геоблока характерна для среднего палеозоя и мезозоя.

В течение кембрия и ордовика накапливались терригенные осадки умеренной (сотни метров, редко до 2 км) мощности. Начиная с силура существенное значение приобретают известняки и мергели.

Заметная тектоническая дифференциация мегаблока наступила в карбоне, когда в его северной части обозначился эвгеосинклинальный прогиб с флишевыми и кремнисто-вулканогенными толщами (до 2,7 км). Этот прогиб с отложениями грауваккового и карбонатного состава продолжал существовать и в перми. Южнее обширные пространства были покрыты морем, в котором в перми и мезозое накапливались карбонатные осадки. Герцинские движения охватили северную часть мегаблока, где прослеживается кристаллическая ось, связанная с метаморфизмом этого времени. Угловое несогласие между нижним триасом и пермью известно в обрамлении Киршехирского массива (Султан-Даг и другие районы). В мезозое и кайнозое особой подвижностью отличалась широтная полоса, прилегающая к Черному морю. Здесь в Понтийской системе в юре, мелу и кайнозое (до эоцена включительно) формировалась эвгеосинклиналь с мощным офиолитовым (особенно в позднем мелу и эоцене) комплексом. Значительной тектонической активностью отличался юго-западный район мегаблока вблизи зал. Анталья и северного обрамления Аравийского геоблока.

Дунайско-Балканский мегаблок, геологически связанный с Малоазиатским, отделен от последнего флексурным уступом западной части Эгейского моря и северной — Мраморного моря. В его древнем ядре — Родопском массиве известны архейские (?) гнейсы и нижнепротерозойские слюдяные сланцы, кварциты, мраморы и зе-

ленокаменные породы. Заметное место по окраинам массива занимают герцинские сооружения. Во внешней Адриатической зоне преобладают мезозойские карбонатные толщи и палеогеновый флиш. В пограничной полосе между этими двумя зонами развиты надвиги и тектонические покровы.

Восточная межгеоблоковая Карпатская геосинклинальная складчатая система образует выгнутый на северо-восток и восток дугообразный изгиб. Вдоль внешней его стороны протягивается Предкарпатский краевой прогиб, граничный с Днепровским геоблоком. Далее на запад и юго-запад следует зона, сложенная меловым и палеогеновым флишем, и узкая Паннонская полоса клипенов юрских известняков, включенных в сложнодислоцированную флишоидную толщу. Внутренняя зона системы состоит из ниже-среднемезозойских геосинклинальных толщ, несогласно залегающих на палеозое и докембрии. Западная Апеннинская межгеоблоковая геосинклинальная складчатая система состоит на севере из Падуано-Лигурийской — Этрусской зоны, представленной юрскими офиолитами, залегающими в аллохтоне, и мел-эоценовым флишем. Эта зона частично прослеживается и далее на юг. В известняковых Южных Апеннинах она начинается со среднего триаса и обнажается до мела в западных горных цепях и до палеоцена — на востоке. На этом известково-доломитовом комплексе трансгрессивно залегают известняки нижнего и среднего миоцена и мергели и песчаники верхов среднего и верхнего миоцена.

Таким образом, составляющие континентальную часть геоблока Дунайско-Балканский и Малоазиатский мегаблоки характеризуются, с одной стороны, наличием крупных древних сиалических ядер — массивов, сохранивших длительную подвижность в фанерозое, а с другой — значительным развитием офиолитовых зон (с ультрабазитами), приуроченных к структурным швам, находящимся вблизи границ массивов или вдоль граничных межблоковых систем.

Активное взаимодействие с соседними геоблоками и создаваемое при этом мощное глубинное течение вещества привели к сложному близповерхностному скручиванию структур, их пакетированию с образованием крупных покровов. Этот процесс присущ рассматриваемому геоблоку и особенно ярко проявлен в складчато-надвиговых структурах его обрамления (Альпы, Карпаты, отчасти Апеннины, Понтиды). Он также характерен для всей Средиземноморской транзитали. Отсюда его нередко связывают с коллизией континентов (Африки — Европы или Африки — Евразии). Однако специфика существенно горизонтального перемещения масс обнаруживается наиболее четко в пределах определенных геоблоков, каким в данном случае является Родопско-Малоазиатский.

ТРАНЗИТАЛИ КАРИБСКАЯ И СКОТИЯ (СКОША)

Вытянутые в широтном направлении транзитали Карибская и Скотия занимают по отношению к обрамляющим их материкам Северной и Южной Америки и Антарктиде межконтинентальное

положение. Одновременно они являются связующими звеньями между Тихим и Атлантическим океанами. Обе транзитали — четко выраженные самостоятельные геоблоки.

Карибский геоблок ($3,6 \cdot 10^6$ км²) по сложности строения превосходит многие геоблоки других транзиталей. Его границы очерчены на севере разломами, обрамляющими Большие Антильские острова, и глубоководным желобом Пуэрто-Рико, на востоке — вулканической цепью Малых Антильских островов, на юге — окраиной Южноамериканского континента вдоль зоны разломов (1700 км): Ока, Сан-Себастьян и Эль-Пилар. На западе граница геоблока проходит по крупному тектоническому шву, намечаемому молодыми вулканами Центральной Америки. Выделяются три мегаблока: 1) Юкатано-Кайманский с Юкатанской котловиной, 2) Западно-Карибский мегаблок, включающий поднятие Никарагуа и Колумбийскую котловину, и 3) Восточно-Карибский, состоящий из Венесуэльской котловины, поднятия Баата и Авес (рис. 13).

Карибский геоблок обрамлен эпицентрами землетрясений, особенно насыщенный в полосе Гаити — Малые Антильские острова. Мощность коры в пределах намеченных выше мегаблоков весьма неравномерна. На поднятиях развита субконтинентальная кора мощностью до 23—25 км, скорость продольных волн на поверхности Мохо 7,9—8,2 км/с (поднятие Никарагуа) и 8,5 км/с (поднятие Беата). В глубоководных котловинах мощность коры колеблется от 12 до 20 км (8,1 км/с). Резко утоненная кора (8—15 км) известна в желобе Кайман (Бартлетта). Этому желобу иногда придается большое значение как границе между крупными плитами. Ареалы повышенного потока установлены в желобе Кайман, Колумбийской и Венесуэльской котловинах и на Малых Антильских островах.

Большая часть *Юкатано-Кайманского мегаблока*, занятая Юкатанской котловиной, характеризуется своеобразным для Карибского геоблока скоростным разрезом. В нем выше раздела Мохо (8,1 км/с) следует третий слой коры (6,6 км/с) и далее выпадают слои, обычно сопоставляющиеся со складчато-метаморфическим фундаментом. Верхние толщи (3,9—1,7 км/с) представлены уплотненными кайнозойскими осадками.

К югу от сложнопостроенного с поперечными перемычками желоба Кайман располагается поднятие Никарагуа, являющееся подводным продолжением Центрально-Американского массива, сложенного метаморфизованным докембрием и палеозоем. Мощность «осадочной толщи» (?) превышает 4 км. В Колумбийской котловине слои с выявленной скоростью продольных волн 5,1—5,4 км/с и 4,0—4,5 км/с заполняют глубокие впадины, разделенные тектоническими уступами либо конусообразными вершинами, вероятно, вулканического происхождения. Верхние горизонты котловин согласно данным бурения представлены неоген-четвертичными отложениями. В миоцене и низах плиоцена преобладают туфы, туфогенные пески, алевриты и глины. Выше развиты известняковые илы, мергели и аргиллиты.

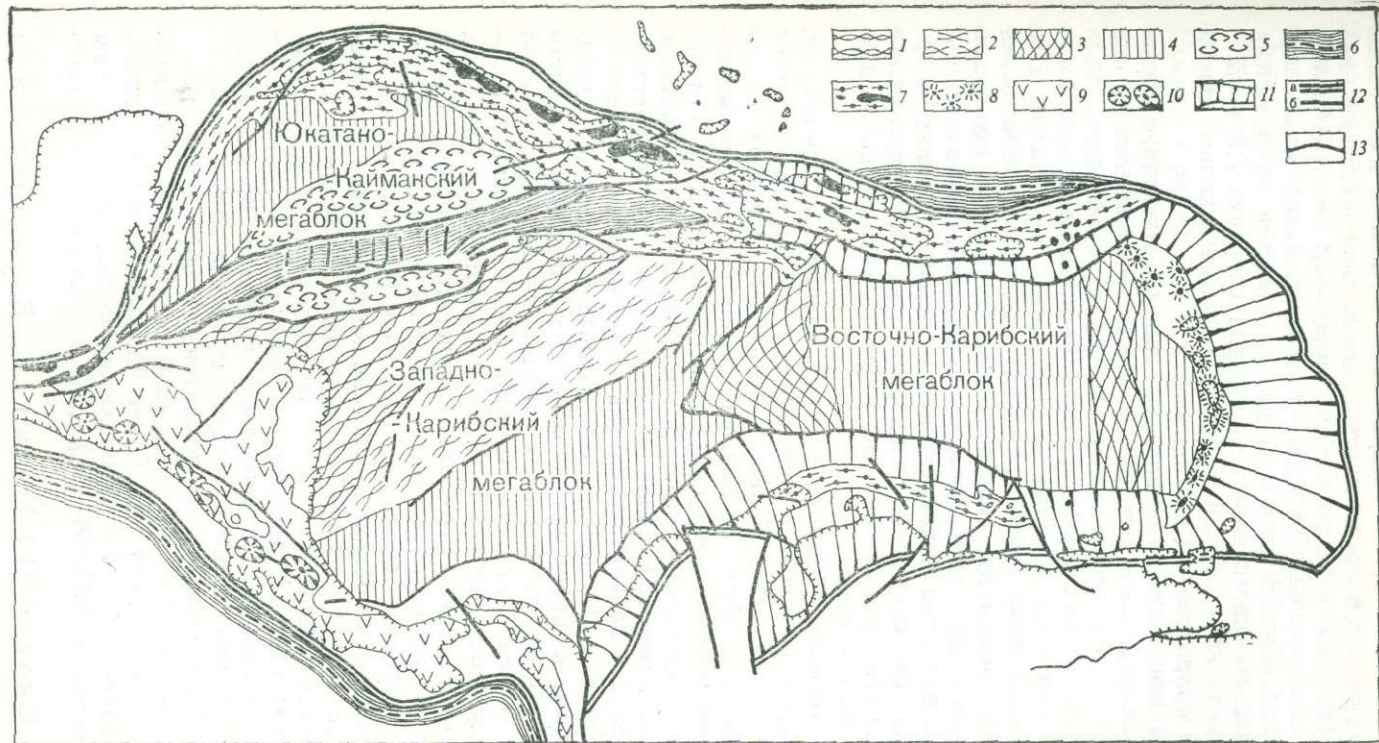


Рис. 13. Схематическая карта Карибского геоблока. По Дж. Кейсу и Т. А. Холкомбу (1980 г.), с изменениями

1-2 — подводное продолжение Центрально-Американского массива (2-его (6) осадочно-вулканогенное обрамление; 7 — геосинклинально-поднятия; 4 — глубоководные котловины; 5-6 — глубоководный желоб и склон, обращенный к котловине); 3 — межкотловинные подводные складчатые системы (с офиолитами); 8 — юные островные дуги; 9-10 — Центрально-Американский вулканоген (10 — с цепями четвертичных вулканов); 11 — деформированный склон островодужных и окраинно-континентальных поднятий; 12 — границы (а — геоблоков, б — мегаблоков); 13 — разломы

В поднятии Беата *Восточно-Карибского мегаблока* на границе Мохо выявлена высокая скорость продольных волн — 8,5 км/с; выше наблюдаются слои со скоростями 6,7 и 5,9—5,4 км/с. К последнему приурочены основные породы — базальты, базальтовые порфиры и диабазы. Иной скоростной разрез известен на поднятии Авес. В нижней его части зарегистрирована скорость 7,2 и 6,3—6,2 км/с, а в верхней — 4,8—4,3 км/с. Здесь кроме основных пород обнаружены и прорывающие их граниты.

Суммарная мощность вулканогенно-осадочной толщи в Венеуэльской котловине достигает 14 км. Наиболее значительна она на юге котловины, где прослеживается глубокая впадина. Осадочное выполнение котловин (скв. 146, 149) в позднем мелу было вначале карбонатное, а начиная с кампана — терригенное. Палеогеновые осадки более разнообразны. В палеоцене и низах эоцена преобладают кремнистые доломиты и известняки, сменяющиеся известковистыми илами, аргиллитами и мергелями. Начиная с олигоцена и до плейстоцена накапливались песчанистые глины и аргиллиты. Судя по скоростному разрезу (5,1—5,7 км/с; 4,1—4,9 км/с), ниже этих рыхлых осадков залегают мезозойские и, возможно, палеозойские толщи.

Карибский геоблок обрамлен четкими граничными системами. Из них на севере о-ва Куба до Виргинских островов протягивается на 3150 км островная дуга Больших Антильских островов. Ее эвгеосинклинальный профиль не вызывает сомнения. Некоторые исследователи обоснованно предполагают в основании дуги домеловые (палеозой и древнее) метаморфизованные толщи, выходящие на о-ве Пинос, п-ове Испаньола и в некоторых других местах. Наиболее древние палеонтологически обоснованные породы — ниже-среднеюрские. Осадочно-вулканогенный комплекс с подводными вулканитами и гипербазитами относится к нижнему и отчасти верхнему мелу и в некоторых зонах также к эоцену. Вдоль южной границы в Низменных Антиллах мезозой также эвгеосинклинальный. Здесь нижнемеловые (?) вулканиты (подушечные базальты, диабазы) интродуцированы штоками кварцевого диорита. Среди верхнемеловых и нижнепалеогеновых морских отложений встречаются силлы диабазов и более кислых пород. Начиная со среднего эоцена и позднее в спокойной обстановке отлагались вулканогенно-осадочные толщи альба — верхнего мела. Вулканиты в них принадлежат базальтам, высококалийным андезитам и трахиандезитам. Известны крупные массивы гипербазитов (преобладают серпентиниты) и габбро. Палеогеновые интрузии представлены кварцевыми диоритами и монцонитами. В эоцене заметное место принадлежит обломочным (вулканомиктовым) образованиям.

Близкие по возрасту и составу толщи наблюдаются в основании Малых Антильских островов. Более молодые неогеновые породы этой вулканической дуги принадлежат андезитам с высоким средним содержанием SiO_2 (60—64%), Al_2O_3 при низких содержаниях TiO_2 .

Геоблок Скотия ($1,7 \cdot 10^6$ км²) Д. Е. Гершановичем и

А. И. Дмитриенко делится на две части: 1) западную (бассейн Бедвуд) с тихоокеанскими формами рельефа, сформированными в палеогене, и 2) восточную (Южно-Оркнейскую), пережившую несколько этапов геосинклинального развития.

По мнению И. У. Далзиела, на о-ве Южная Георгия выходят граувакки и сланцы ($PZ_3?$) и нижнемеловая осадочно-вулканогенная (со спилитами) толща. В южной ветви дуги Скоттия на Южных Оркнейских островах наблюдаются доверхнепалеозойские метаморфические сланцы, верхнепалеозойские граувакки и сланцы и меловые конгломераты. Восточную часть дуги образует цепочка длиной 300 км, состоящая из 11 островов, сложенная кайнозойскими вулканитами. Вулканическая деятельность началась здесь 8 млн. лет назад. Лавы сформировались за счет первичных толеитовых базальтов с низким содержанием K_2O . Большинство лав очень молодые — от 0,7 до 4 млн. лет. Среди них известны базальты, андезиты, дациты и риолиты. Последние были извергнуты в 1962 г. подводным вулканом. В районе островов располагаются эпицентры мелко- и среднефокусных землетрясений.

ОКЕАНЫ

Эволюция литосферы привела к расчленению океанов на крупные асейсмические области (глубоководные котловины) и области срединноокеанских подвижных поясов повышенной сейсмичности с концентрацией в их пределах мелкофокусных землетрясений и высокими значениями теплового потока. В океанах с особой отчетливостью прослеживаются тектонические формы, образующиеся под непосредственным влиянием глубинного магмообразования. Линейные цепи островов, составляющие внутриокеанские вулканогенные пояса, создают крупноблоковую делимость. Важным диагностическим признаком для выделения геоблоков служит наличие (или отсутствие) микроматериков и «океанских земель» (олендов). Особенности тонкой коры, существенно отличающейся от коры континентов и транзиталей, обуславливают развитие характерных «океанского типа» структурообразующих деформаций. Реакция симатической океанской коры на изменение поля напряжения, вызванного нагрузкой или разгрузкой, оттоком или притоком мантийного вещества, создает в океанах слои специфической структурной формы [31].

Из общего числа 39 океанских геоблоков в Тихом и Атлантическом океане насчитывается по 14, в Индийском — девять и Северном Ледовитом — два. Намечается дополнительная делимость океанов георазделами: Великим Тихоокеанским, разломом Гиббса (Атлантический океан), Восточно-Индоеокеанским поднятием и поднятием Ломоносова (Северный Ледовитый океан). Среди океанских геоблоков выделяются: а) с микроматериками Юго-Западный (Тихий океан), Западно-Индоеокеанский, Роккол (Атлантический океан), б) с олендами: четыре геоблока Запада Тихого океана, Крозе и Гуннерус — Индийский океан, Исландско-Фарерский, Саргассов и Аргентинский — Атлантический океан, в) с упорядоченным магнитным полем — Северо-Восточный и Тасманов — Тихий океан, Евразийский — Северный Ледовитый океан, г) со спокойным магнитным полем — Экваториальный (Тихий океан) и др. Намечаются отличия геоблоков и по петролого-геохимическому профилю. Так, Азорско-Иберийский геоблок имеет резко выраженный фемический профиль, поднятие Кергулен на тройном сочленении геоблоков Крозе, Гуннерус и Австрало-Антарктическом — щелочной. В некоторых геоблоках широко представлены трансформные разломы с субпараллельными блоками, сдвинутыми по отношению друг к другу. Еще недавно казавшиеся однообразными океанские структуры при более тщательном изучении обнаруживают существенные различия. Вероятно, и верхняя мантия под океаном неоднородна, что косвенно подтверждается данными Н. Л. Добрецова и Н. В. Соболева, изучавшими глубинные ксенолиты.

Проблемой неоднородности океанских пространств занимались многие исследователи. Пожалуй, Г. Менард в 1964 г. первым на примере Тихого океана показал вероятность наличия крупных под-

нятий, обусловленных сводообразным выступом мантии. Выделенные им регионы — мезозойское поднятие Дарвина (впоследствии раздробленное), Тихоокеанско-Антарктический хребет и вулканические провинции — дали толчок для пересмотра океанской тектоники. Столь же важны и заслуги Б. Хейзена, четко обозначившего на картах рельефа океанского дна. Мировую систему срединно-океанских поднятий. Этот исследователь создал первую идеализированную и мало отвечающую действительности геологическую карту Тихого океана, используя гипотезу разрастания океанического дна от Восточно-Тихоокеанского поднятия.

ТИХИЙ ОКЕАН

Огромная акватория Тихого океана ($140 \cdot 10^6$ км² — без морей) в геологическом отношении весьма неоднородна. Структурная его граница проходит вдоль подножия континентального склона, а там, где располагаются глубоководные желоба, — по их внешней (океанской) стороне. В окраинной части океана выделяются периферические вали — Хоккайдо, Алеутский и Западно-Чилийский, представляющие собой пологие поднятия.

Хорошо известно ограничение океана «андезитовой линией». Б. П. Пискуновым и В. И. Федорченко установлено, что эта линия разделяет высокоглиноземистые малотитанистые вулканы островных дуг от низкоглиноземистых высокотитанистых пород океана.

По линии Императорский желоб — Гавайский хребет — острова Лайн и Россия проходит Главный Тихоокеанский геораздел, к западу от которого различаются геоблоки с наиболее древними юрскими отложениями (Северо-Западный, Центральный), а к востоку и юго-востоку — область, связанная с Восточно-Тихоокеанским поднятием, генерирующим обновление коры по обе стороны от него. Эта же восточная зона расчленена океанскими разломами (эскарпами), широтными на севере и северо-западными на юге.

В пределах Юго-Восточного геоблока (в районе экватора) выявляется гигантская талассосинеклиза — спокойная часть аномального магнитного поля Тихоокеанского суперрегиона. Внутриокеанские вулканогенные пояса, обозначающиеся по поверхности цепочками островов, подводные нагорья, усеянные конусами вулканов, и десятки тысяч разбросанных по океану вулканических гор и холмов — характерная особенность структуры дна Тихого океана.

Структуру океана существенно дополняют крупные блоки с мощной (до 42 км!) корой. Здесь находятся микроматерики — Восточно-Новозеландский (Кемпбелл) и Обручева и оленды — Онтонг-Джава (Капингамаранги), Шатского, Хесса и Манихики. В первых двух встречены древние метаморфические породы и гранитоиды, во вторых — базиты и гипербазиты (о-ва Манихики) с мелководной меловой фауной (поднятие Шатского). Возможно, блоки составляли часть обширного (но далеко не единого) своеобразного поднятия — Пацифиды. Своеобразие его заключается в том, что структурно-формационные комплексы, слагающие оленды,

покоятся на древних метаморфических образованиях основного состава. На просторах Тихого океана, по-видимому, никогда не возникали сложные горные сооружения с мощным гранито-метаморфическим слоем.

Неоднородность — поверхностная и глубинная — тихоокеанской литосферы свидетельствует о неприменимости гипотезы спрединга для всего Тихоокеанского суперрегиона. Рассмотрим наиболее изученные геоблоки.

Северо-Западный ($7 \cdot 10^6$ км²) имеет форму, близкую к треугольной. Границы на западе — глубоководные желоба (Идзу-Бонин, Японский, Курило-Камчатский и тяготеющий к нему вал Хоккайдо), на востоке — вулканогенная цепь Императорских гор — Гавайская, на юге — горы Маркус-Неккера (Мид-Пацифик). На севере геоблока находятся поднятия Обручева и Шатского. Радиально по отношению к последнему располагаются углубления («абиссальные депрессии») свыше 5, 5 км.

Согласно Б. И. Васильеву, поднятие Обручева представляет собой массив, вытянутый в северо-восточном направлении на 400 км. Драгированием на горе Дейтрот установлено наличие весьма разнообразных обломков горных пород: 1) метаморфизованных в амфиболитовой фации биотитовых гнейсов и амфибол-биотитовых гранито-гнейсов, кварцитов, амфиболитов и мраморов, 2) зеленокаменноизмененных вулканических, туфогенных и кремнистых пород, 3) граувакковых песчаников, гравелитов и песчаников, 4) туфолов кварцевых порфиров и вулканитов среднего и основного состава, 5) флюидально-полосчатых туфолов липаритов и других эффузивов кислого состава, 6) вулканитов основного и среднего состава, 7) гранитоидов, диоритов и их жильных аналогов. На основании исследования этих пород (свыше 1000 образцов) установлено сложное геологическое строение микроконтинента, отделившегося от материка в позднем кайнозое в результате заложения глубоководных желобов и блокового погружения коры.

В центральной части Северо-Западного геоблока находится поднятие Шатского — крупное подводное нагорье длиной около 1200 км и шириной 280—320 км. Оно состоит из трех пологих купольного типа возвышенностей, приподнятых над котловиной на 2—3,5 км. В своде поднятия мощность осадков достигает 1 км. Между южной и центральной возвышенностями находится узкое трогеобразное понижение.

В последние годы поднятие Шатского исследовалось геофизиками и геологами Советского Союза. Здесь установлена мощность коры 18 км и скорость на поверхности Мохо—8,2 км/с. В Центральной возвышенности поднятия прослеживаются слои со скоростями 4,5; 5,3; 6,8; 7,5 км/с. В отдельных впадинах фундамента обнаружена повышенная мощность осадков (до 1—2 км). Последняя объясняется двумя причинами: 1) в мезозое (М. Юинг и др.) существовала впадина, в которой по мере прогибания скопились значительные толщи пелагических осадков; наличие в керне меловой мелководной фауны моллюсков — результат сноса ее с соседних

островов, 2) накопление осадков происходило на уже сформировавшемся поднятии.

Как показали данные бурения и драгирования, базальты второго слоя (толеитовой и щелочно-базальтовой серий) и перекрывающие их осадки образовались в мелководных условиях, из чего следует, что в конце юры поднятие располагалось вблизи поверхности океана или даже выступало над ней. В скв. 305, пробуренной на юге поднятия, из разреза выпадают отложения верхнего сеномана — низов турона, верхов олигоцена — низов миоцена.

Не исключено, что поднятия Шатского и Хесса ранее (в домеловое время) составляли единый массив и шовная (межгеоблоковая) структура Императорских гор находится на месте гребня расколовшегося свода. Значительно меньшего размера геоблок Хесса ($1,0 \cdot 10^6$ км²) ограничен поднятием Императорских гор и глубоководным желобом свыше 7 км того же названия. Поднятие Хесса (площадь 280 000 км²) имеет грибовидную в плане форму с платообразной вершиной. В южной части поднятия рельеф океанского дна изрезанный с отдельными вулканическими горами. Вблизи Императорских гор и к югу от поднятия различаются впадины. В скв. 464—446 (62-й рейс «Гломара Челленджера») вскрыт разрез от позднего альба до современных отложений. Нижнемеловые осадки — тонкокристаллические или обломочные известняки с горизонтальной, волнистой или косой слоистостью, а также с обрывками растительных тканей. Ниже осадочной толщи на юге поднятия Хесса пройдены (66,5 м) базальты с пилотакситовой структурой. Часто базальты буровато-красные с пустотами; очевидно, они изливались в мелководном бассейне или в наземной обстановке.

Межгеоблоковая система Маркус — Неккер (горы Мид-Пацифик) протяженностью около 3000 км отличается обилием вулканических гор со срезанными вершинами — гайотов. Нижнемеловые отложения (баррем — скв. 463) представлены известняками, нередко обломочными. Осадочные породы, залегающие горизонтально, содержат обрывки растительных тканей. В нижнем апте обнаружены неслоистые карбонатные брекчии, а выше — прослой туфов и черных сланцеватых известняков, содержащих до 4—5% органического вещества. К верхнему мелу отнесены нанопланктонные и фораминиферовые известняки с кремнистыми включениями. Кайнозойские отложения — кремнистые и бурые цеолитовые глины и нанопланктоновые илы. В позднем мелу и кайнозое выявлены перерывы (49—65 и 25—15 млн. лет). В депрессиях между подводными хребтами установлена большая мощность (1—1,4 км) осадочно-вулканогенных образований. По данным сейсмопрофилирования наряду с относительно слабыми отражающими границами стратифицированные толщи содержат четкие и протяженные горизонты, свидетельствующие о периодической смене условий седиментации. Все это свидетельствует о том, что система Маркус — Неккер представляет собой обособленную океанскую структуру.

Южнее располагается Каролинский геоблок ($6,3 \cdot 10^6$ км²). Западной границей его служат желоба, обрамляющие Филиппин-

ский геоблок, с юга также желоба (Новогвинейский и др.) и на востоке цепи островов — рифов. Замечательным структурным подразделением этого геоблока является крупное океанское поднятие, примыкающее на юге к Соломоновым островам. Это поднятие, названное по атоллу Онтонг-Джава, состоит из обширного Соломонова плато и безымянного хребта, протягивающегося в восточном направлении на 750 км. По сейсмическим данным общая мощность осадков составляет 1,5 км. В осадочной толще обнаружены многочисленные слабромагнитные тела (глинистые диапиры?) диаметром до 2,5 км, имеющие плотность более низкую, чем окружающие породы. В центральной части поднятия Онтонг-Джава пробурен ряд скважин. Из сопоставления разрезов по скважинам со сводным разрезом южной части о-ва Малаита, входящего в межгеоблокковую систему, обнаруживается их сходство. На о-ве Малаита осадочно-вулканогенная толща нижнего мела — эоцена соответствует второму океанскому слою, представленному: 1) нижнемеловыми базальтами и литифицированным кремнистым оозом, 2) базальтами (верхнего мела — эоцена), переслаивающимися с известняками и кремнями. Эта толща перекрывается олигоцен-верхнемиоценовыми известковистыми образованиями, включающими нанопланктоновый фораминиферовый мел, известняки и аргиллиты. Общая мощность разреза в Южной Малаите 1,5 км. К югу от поднятия Онтонг-Джава проходит надвиговая зона с гипербазитами (острова Сан-Кристобаль, Санта-Исабель, Шуазель и др.).

История геологического развития о-ва Малаита проливает свет на эволюцию формирования поднятия Онтонг-Джава. Здесь отчетливо видна океанская природа проявления раннемелового толеитового базальтового вулканизма. Последующая история региона свидетельствует о значительных погружениях, сопровождающихся отложением кремнистых илов. В позднем мелу — эоцене продолжалась спокойная седиментация на глубинах менее чем 4,3 км (выше уровня карбонатной компенсации) с образованием чистых известняков и мела. С олигоцена на юге Малаиты начало сказываться влияние турбидитовых течений. Во второй половине миоцена и раннего плиоцена включительно увеличивалось количество терригенного материала (с глауконитом). В течение плиоцена южная часть острова была охвачена складко- и разломообразованием; оси складок вытянуты в северо-западном направлении.

В Центральном геоблоке ($8,7 \cdot 10^6$ км²) западная, северная и восточная границы четко намечаются цепями подводных гор. Южная менее ясна; ее мы проводим по линии, соединяющей острова Самоа и Общества. Согласно морфоструктурной схеме, составленной О. К. Леонтьевым, границы Центрального геоблока трассируются также активными геодинамическими процессами в кайнозое. Геоблок уникален во многих отношениях. В скв. 167 (поднятие Магеллана) обнаружен наиболее полный разрез верхнеюрских — кайнозойских отложений. Аналогичного разреза пока нигде в Тихом океане не встречено. В отложениях верхней юры найдены аммониты, а не пелагические микрофоссилии. На экструзивных ба-

зальтах залегают: 1) титон (или берриас — титон) — кремнистые известняки (354 м), 2) коньяк — маастрихт — кремнистый мел (147 м), 3) даний — средний эоцен — кремнистый мел (80 м), 4) верхний эоцен — олигоцен — известковистый ооз и мел (380 м), 5) ранний миоцен — четвертичные отложения — известковистый ооз (220 м). Длительное (с весьма незначительным несогласием между средним и верхним эоценом и в основании миоцена) оседание в центре Тихого океана указывает на возможность формирования здесь структур типа платформенных синеклиз.

Простираение магнитных аномалий к северу от островов Феникс близширотное. Его невозможно увязать с направлением осей аномалий в соседних геоблоках. И наконец, в пределах самой возвышенности Магеллана наблюдались редкие для океана длинноволновые (поперечные размеры 70—90 до 100 км) аномалии с амплитудой +500 — +600 гамм.

Еще одно значительное по площади малоисследованное поднятие (600 000 км²) известно в Центральном геоблоке. Оно состоит из двух платообразных возвышенностей (восточная носит название плато Манихики). Между этими возвышенностями в меридиональном направлении на большом протяжении (более 100 км) прослеживается срединная впадина рифтогенного типа. При драгировании были подняты образцы с меловой фауной. В сбросовых уступах наблюдались габбро и серпентинизированные перидотиты. Общая мощность осадков на поднятии достигает 1000 м.

Северо-Восточный геоблок (16·10⁶ км²) ограничен на севере Алеутским желобом и валом, на западе — Императорским желобом и Гавайским хребтом. Южная граница проходит по разлому Кларион — краевому по отношению к наиболее глубоководной части Северо-Восточной котловины. Восточная полигеническая пограничная зона состоит из нескольких звеньев (с севера на юг): прогиб (геосинклиналь) Чугач, геосинклинальные системы Гравина — Нутцотин и Инсуляр и Тихоокеанская. Специфичность этого геоблока подчеркивается расчленением его широтными океанскими эскарпами (разломами), а также регулярным полосовым магнитным полем. Линейные аномалии выдержанного меридионального простираения со смещением полос в зонах разломов характерны для большей части геоблока. Оси спрединга регионального значения находятся вблизи побережья к западу от о-ва Ванкувер и устья р. Колумбии. Большой магнитный изгиб с суммарной протяженностью по внешней границе около 4000 км намечает существование самостоятельного блока. Имеется разница в характере аномалий широтной и северо-северо-западной составляющей «изгиба». В первой из них аномальные полосы уже, а амплитуда аномалий больше (соответственно 0,635 и 0,397 а/м). Северо-восточная часть геоблока (провинция зал. Аляска) отличается многочисленными группами (в том числе линейно вытянутыми) вулканических гор.

Упомянутые выше широтные разломы длиной до 3000—4000 км (с севера на юг — Мендосино, Пайонир, Меррей, Кларьон) и некоторые другие обычно служат границами разделов обширных

подводных уступов. Рельеф дна характеризуется чередованием асимметричных хребтов и узких долинообразных депрессий. Иногда прослеживаются цепи вулканов. Различаются два типа рельефа зон крупных разломов: с одним асимметричным хребтом и с двумя хребтами. Разрезы земной коры и данные гравиметрической съемки свидетельствуют о глубоких нарушениях в коре и верхней мантии по обеим сторонам разломов. Между разломами аномальное магнитное поле полосчатое, с полосами, расположенными в направлении, близком к меридиональному. Отдельные аномалии достигают $\sim 0,1$ а/м в пределах поясов длиной около 1000 км и шириной в несколько десятков километров. Очевидно, магматические тела, являющиеся источником этих аномалий, находятся в пределах второго слоя. Это, вероятно, дайки, силлы и линейно вытянутые покровы вулканитов основного состава. Предполагаются значительные сдвиги вдоль зон разломов.

Экваториальный (Восточный) геоблок ($17 \cdot 10^6$ км²) расположен между разломами Кларин и Маркизским. Он ограничен на западе цепью островов Лайн, а на востоке Восточно-Тихоокеанским поднятием. В пределах геоблока вырисовывается гигантская синеклиза, вытянутая в широтном направлении. В ее центральной части находятся отложения плиоцена и далее (на север и юг) — миоцена — олигоцена и эоцена — палеоцена. Геоблок имеет спокойное магнитное поле и резко пониженный тепловой поток. Начиная с позднего миоцена и позднее здесь отмечается быстрый темп осадконакопления, что способствовало образованию вала.

Восточнее также в экваториальной зоне своей уникальной клиновидной формой и сложной морфологией выделяется Галапагосский геоблок ($1,5 \cdot 10^6$ км²). Вблизи побережья в нем различается мегаблок Мальпело, ограниченный поднятиями Кокосовым и Карнеги. Западная часть геоблока — вытянутый в широтном направлении треугольник с эшелонированным распределением линейных элементов рельефа — узких впадин и гряд. В нем прослеживаются центральная спрединговая ось и, согласно Г. Джонсону, две аномальные магнитные провинции. В первой, составляющей ядро геоблока, наблюдается «аномальная галапагосская кора» с аномалиями, достигающими 0,635 а/м, во второй периферической — «нормальная галапагосская кора» умеренной амплитуды.

Плато, увенчанное группой Галапагосских островов, круто обрывается на юг. Западная их часть сложена толентовыми базальтами, восточная — щелочными базальтами с высокой глиноземистостью. При драгировании в Галапагосской рифтовой долине подняты обломки вариолитовых пиллоу-базальтов с низким содержанием Ti, P и K и с повышенным SiO₂.

Геоблок расположен в области тройного сочленения плит с существенно различной скоростью движения: Кокосовой (9,5 см/год), Наска (7,1 см/год) и Тихоокеанской (8,9 см/год). Он находится на простирании весьма подвижного южного ограничения Карибского

геоблока и Амазонского линейного элемента, представляя собой структуру, вклинившуюся в сочленение геоблоков.

В южной части Тихого океана к западу и востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия выделяются геоблоки: Южный (12×10^6 км²), Юго-Западный ($8 \cdot 10^6$ км²), Перуанский (4×10^6 км²), Чилийский ($3,5 \cdot 10^6$ км²) и Беллинсгаузена ($7,4 \cdot 10^6$ км²). Последние два разделены сейсмичным Чилийским поднятием с намечающейся срединной осью, разорванной поперечными сдвигами. Очень четкая широтная граница «Линия о-ва Пасхи» длиной около 3000 км является пограничной структурой между Перуанским и Чилийским геоблоками. В пределах этой линии известны вулканические острова Пасхи, Сала и Гомес, Сан-Феликс и Сан-Амбросио и несколько десятков подводных вулканических гор. По данным Е. Бонатти и других исследователей, лавы о-ва Пасхи образуют ряд, включающий муджиериты, бенмориты, трахиты, трахириолиты и комендитовые риолиты. Вулканогенные образования, как считает Ф. П. Кренделев, следует относить к щелочно-базальт-трахит-натриево-риолитовой серии. Все, даже наиболее основные породы пересыщены кремнеземом и содержат больше калия, чем в базальтах большинства других островов Тихого океана. Среди образцов, драгированных из подводных вулканических гор, встречаются пузырчатые базальты и богатые плагиоклазом андезит-базальты.

Наибольший объем осадочного материала южной части Тихого океана сосредоточен в геоблоке Беллинсгаузена (до 2 км). Основная масса осадков — терригенная, снесенная с побережья Антарктиды турбидитовыми потоками, ледовым разносом и донным течением. В глубоководной котловине наблюдается опорная отражающая граница, соответствующая окремнелым аргиллитам (P — N₂).

В нижней части крутого склона разлома Хейзена (зона разломов Элтанин) на глубине 5200—5640 м обнаружены мятые зеленовато-серые амфиболитовые сланцы, представленные роговой обманкой и плагиоклазом (от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина). Выше следуют такситовые пироксен-плагиоклазовые породы с амфиболом, оливином и биотитом, еще выше перидотиты, габбро, долериты и базальты.

Метаморфические, магматические, структурные и геофизические особенности Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуют его как важнейшего океанского подвижного пояса.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Западная часть Тихого океана сочленяется цепью Зондских островов с Индийским океаном (около $75 \cdot 10^6$ км²), имеющим форму, близкую к треугольнику с широким основанием на юге и раздвоенной вершиной — на севере. Своеобразие его заключается в обрамлении материками Гондваны, а также наличии в центральной части сложнейшего тройного сочленения срединноокеанских поднятий, рассеченных рифтами и трансформными разломами. Дели-

мость на геоблоки достаточно четко выражена на западе и востоке океана и менее ясно — на юге, в районе, прилегающем к Антарктиде. Геоблоки, расположенные к востоку от Африки, наиболее насыщены крупными фрагментами континентальной коры — микроматериками (о-в Мадагаскар и Мадагаскарский хребет, Мозамбикский хребет, плато, увенчанное Сейшельскими островами, и плато Агульяс). Более сложно строение таких возвышенностей, как Брокен и Кергулен. Хотя в последнем присутствуют породы с высоким содержанием калия, геологическая обстановка дает основные отношения его не к микроконтинентам, а к олендам. И наконец, уникальным по строгой линейной протяженности (5000 км!) является Восточно-Индоеокеанский хребет (Найнтиист). Преобладающие скорости в основных слоях коры и их мощности следующие: 6,5—7,0 км/с (3—5 км), 5,0—5,5 км/с (1—3 км) и 2,0 км/с (0,2—0,6 км). Средняя мощность коры в котловинах Индийского океана — 6 км.

На западной окраине океана, выделяется Аравийско-морской геоблок ($2,8 \cdot 10^6$ км²), ограниченный на севере континентальным уступом северо-западной части Индостанского полуострова и сейсмоактивным поднятием хр. Меррея, на юго-западе — северной ветвью Аравийско-Индийского подвижного пояса и на востоке — межгеоблоковым Мальдивским поднятием. Геоблок охватывает Аравийскую котловину, занятую аккумулятивной равниной, представляющей собой огромный конус выноса Инда. Магнитное поле геоблока характеризуется аномалиями интенсивностью от $-0,317$ до $+0,238$ а/м, гравитационное поле — отрицательными аномалиями Δg с. в. ($-30 \cdot 10^{-5}$ — $-50 \cdot 10^{-5}$ м/с²). Мощность коры 5—6 км («базальтовый слой» 3—5 км). Осадки на дне котловины довольно мощные на севере (до 2,5 км); в направлении на юг наблюдается их резкое сокращение (сотни и десятки метров).

Южнее располагается значительно больший по размерам (10×10^6 км²) и разнообразный по строению Западно-Индоеокеанский геоблок. На западе его ограничивает континентальный уступ Африканского Рога, разлом восточного побережья о-ва Мадагаскар и Мадагаскарский хребет, на северо-востоке, востоке и юго-востоке — звенья Аравийско-Индийского и Западно-Индийского поднятий с рифтовыми долинами и трансформными разломами. Вся центральную часть геоблока занимает Маскаренское дугообразное поднятие, выгнутое в восточном направлении, протягивающееся на 2300 км от Амирантских и Сейшельских островов до о-ва Маврикий. Средняя ширина поднятия — 160 км. Сводная часть его выровнена. Мощность коры достигает 30 км. Выделяются слои со скоростями 6,8; 6,3 и 5,7 км/с. Самый крупный из Сейшельских островов — Маэ (высота 916 м) и Праслен сложены позднедокембрийскими гранитами (600 млн. лет), что позволяет относить Маскаренское поднятие к микроконтинентам. В отдельных частях поднятия известны центры вулканической деятельности — древние и современные. Так, о-в Реюньон (высота от основания 7,3 км) представляет собой вершину крупного дей-

ствующего вулкана с лавами, отвечающими по составу щелочным базальтам.

Сравнительно небольшие по площади котловины (мегаблоки) окружают Маскаренский микроконтинент. Ближайшая к Африке Сомалийская котловина имеет фундамент, состоящий на западе из нижнемеловых, а в центре и на востоке — из эоценовых базальтов. Мощность осадков уменьшается с юго-запада на северо-восток от 1,5—2,0 до 0,2—0,5 км. Поверхность Мохо (скорость 7,8—8,2 км) находится на глубине 6—10 км. В котловине прослеживаются слои: 6,6—6,8 км/с (4—6 км), 4,4—5,5 км/с (2—4 км). На севере Сомалийской котловины известен узкий линейный хр. Чейн, находящийся на продолжении зоны разлома Оуэн.

Расположенная вблизи Западно-Индийского поднятия крупная Мадагаскарская котловина имеет расчлененный рельеф и кору мощностью 5—6 км. Осадки на ее дне — преимущественно красные глубоководные глины. Кора на дне котловины разделена на слои со скоростью 6,7—6,9 км/с (3,8—4,1 км), 5,0—5,5 км/с (0,7—1,2 км). На границе Мохо скорость 7,1 км/с.

Геоблок Агульяс ($5,4 \cdot 10^6$ км²) на северо-западе граничит с континентальным уступом и на востоке — с Маскаренским поднятием. На юго-востоке граница намечается рифтовыми впадинами Африканско-Антарктического подвижного пояса. Менее отчетлива юго-западная граница, последняя проводится по отдельным, далеко отстоящим друг от друга подводным горам (глубины 1555, 2040, 560, 677 м), трассирующим раздел (вал) между рассматриваемым геоблоком и Капским. Северная часть геоблока представляет собой гигантскую клавишную структуру с перемежаемостью поднятий и впадин. Одна из них находится к востоку от африканских Драконовых гор, другая — узкая Мозамбикская котловина. К подводным поднятиям относятся Мозамбикское и Мадагаскарское. Первое из этих поднятий длиной около 1200 км и шириной до 300 км ограничено на востоке крупным разломом. Верхняя его поверхность покрыта чехлом до 0,5 км мощностью. Общая мощность коры достигает здесь 20 км, скорость на границе Мохо — 8,2 км/с. Разрез слоев (по ГСЗ) следующий: 6,9 км/с (11,3 км), 5,8 км/с (4,8 км), 5,3 км/с (3,3 км).

В центральной части Мозамбикской котловины под осадочным чехлом бурением достигнуты верхнемеловые (сенонские) базальты. На юге она соединяется с котловиной Агульяс. Мощность осадков в Мозамбикской котловине увеличивается с юга на север от 0,5 до 1,8 км. Поверхность Мохо находится на глубине 14,5 км, скорость 8,17 км/с. В относительно небольшой (1000×500 км) котловине Транскей, расположенной между Мозамбикским поднятием и плато Агульяс, известен нижнемеловой — четвертичный терригенный чехол, а также разрез слоев со скоростями: 6,9—7,0 км/с (3,4—4,2 км), 5,7—6,4 км/с (1,3—2,2 км) и 4,1—4,6 км/с (0,8—1,6 км). Скорость на границе Мохо от 7,7 до 8,3 км/с.

К микроконтинентам следует отнести плато Агульяс — массивное поднятие (700×400 км) со средней глубиной вершинной по-

верхности 2,2—2,5 км. Амплитуда аномалий магнитного поля над возвышенностью достигает 0,635 а/м. Аномалии Δg с. в. составляют $+(20 \cdot 10^{-5} \div 30 \cdot 10^{-5})$ м/с². Мощность коры в краевых зонах поднятия 15—18 км. Четко прослеживается слой со скоростью 5,8—6,4 км/с (4,3—7,7 км). Фундамент, перекрытый карбонатными осадками верхнего мела (маастрихта) — четвертичной системы (1 км), разбит многочисленными разломами на блоки. В южной части плато подняты драгированием кварц-полевошпатовые гнейсы, что свидетельствует о материковой коре плато Агульяс.

Таким образом, геоблоки Индийского океана, прилегающие с востока к Африканскому континенту, имеют значительные фрагменты материковой коры — Маскаренское, Мадагаскарское и Мозамбикское поднятия и плато Агульяс и о-в Мадагаскар.

Центрально-Индокоеанский геоблок ($5,7 \cdot 10^6$ км²) имеет естественные границы: на севере уступ континентального склона п-ова Индостан, на западе и востоке — межгеоблоковые линейные поднятия Мальдивского и Восточно-Индийского хребта, на юге — Центрально-Индийское срединное поднятие. Преобладает в пределах геоблока кора мощностью 5—10 км. Аномальное магнитное поле изменчиво. Обычны короткопериодные знакопеременные аномалии с амплитудой до 0,794 а/м. На коротком расстоянии меняются и аномалии Δg с. в. на $40 \cdot 10^{-5}$ — $60 \cdot 10^{-5}$ м/с². В южной части геоблока наблюдается сильно расчлененный холмистый рельеф. Зафиксированы широкие пологие поднятия — валы. Горные массивы редки.

Северную часть геоблока занимает *Бенгальский мегаблок* с мощностью осадков 2—3 км. Фундаментом осадочной линии служит слой со скоростью 6,5 км/с. На некоторых участках выявлены блоковые поднятия и опускания. Дочетвертичные осадки представлены толщей от палеоцена до плиоцена. Это карбонатные и кремнисто-глинистые илы, а также мио- и эвпелагические (цеолитовые) глины. Илы, в южной части радиоляриевые, характерные для современных отложений (0,1—0,2 км). На самом юге развиты красные глины.

Центрально-Индокоеанский геоблок имеет черты типичной океанской структуры. В нем нет ни микроконтинентов, ни олендов, чем он принципиально отличается от большинства геоблоков Индийского океана.

Межгеоблоковое Мальдивское поднятие протянулось от п-ова Индостан в близмеридиональном направлении на 2600 км. Его составляют коралловые острова Ликадивские, Мальдивские и Чагос. Оно четко выделяется в аномальных полях — магнитном, характеризующемся значительной расчлененностью ($-0,238$ до $+0,238$ а/м, местами $0,476$ — $0,600$ а/м), и гравитационном ($-20 \cdot 10^{-5}$ — $+60 \cdot 10^{-5}$ м/с²). К подножию поднятия приурочено несколько эпицентров землетрясений ($M \geq 7$). Средняя ширина в верхней части поднятия 60—120 км, высота 2 км. Мощность коры поднятия снижается от 15 км на севере до 5 км на юге. На банке

Чагос отложения, сложенные кораллами, достигают 0,6 км. На юге у восточного подножия хребта располагается желоб Чагос.

По сейсмическим и геологическим данным межгеоблоковое Мальдивское поднятие — вулканическое сооружение — приурочено к директивной зоне разломов. Предполагается, что эффузивные процессы смещаются по мере его развития с юга на север.

Одной из наиболее отчетливо оконтуренных океанских структур является Восточно-Индийский геоблок (8×10^6 км²). На западе намечается Восточно-Индийское межгеоблоковое поднятие, на севере — Зондский глубоководный желоб, на востоке — система Западно-Австралийских периокеанских прогибов и на юге — Западно-Австралийское поднятие (плато Брокен), желоб Оби и разлом Диамантина.

Особенности геоблока определяются наличием в центральной части крупной Западно-Австралийской котловины, а по углам — более мелких котловин — Кокосовой, Северо-Австралийской, Амстердамской и др. Между этими котловинами (мегаблоками) находятся различные положительные, нередко сложные формы рельефа — вулканические гряды, горстовые поднятия, разломы и депрессии.

В Кокосовой котловине мощность осадочной толщи составляет 0,5—1,0 км. Дно ее осложнено множеством подводных гор. Вершины некоторых из них в районе Кокосовых островов достигают поверхности. Бурением и драгированием в пределах котловины из магматических пород обнаружены океанские (преобладают) и щелочные толеиты (базальты) и конгломераты с галькой фонолита, габброидов, туфов и щелочных базальтов.

Для обширной Западно-Австралийской котловины характерен сложнорасчлененный холмисто-гористый рельеф. В ее центральной части выделяются два гипсометрических уровня 5,4—5,6 км и 6,3—6,4 км, между которыми прослеживается вал с относительной высотой до 1,5 км, связанный с зоной разлома, направленного с юго-запада на северо-восток. Обширные участки глубиной свыше 6 км располагаются в средней части котловины. В ней преобладает ровное дно, осложненное местами холмами, валами и отдельными горами. Акустический фундамент представлен базальтами. Мощность коры под дном котловины 4,9—7,5 км, скорость на границе Мохо 7,7—8,3 км/с. Магнитное поле характеризуется короткопериодными аномалиями амплитудой 200—500 гамм, Δg с. в. колеблется от $-40 \cdot 10^{-5}$ до $+10 \cdot 10^{-5}$ м/с² на юге и от $-40 \cdot 10^{-5}$ до 0 м/с² на востоке. Известны довольно высокие значения теплового потока на северо-западе котловины. Драгированием и бурением обнаружены главным образом в пределах зон разломов геоблока, океанские толеиты (базальты, долериты), габбро, габбро-нориты, троктолиты, перидотиты и зеленые сланцы.

Межгеоблоковое Восточно-Индийское поднятие (хр. Найнтиист) привлекает внимание исследователей не только своей огромной протяженностью, но и особым составом изверженных пород — ферротолентов. Глубина поверхности Мохо

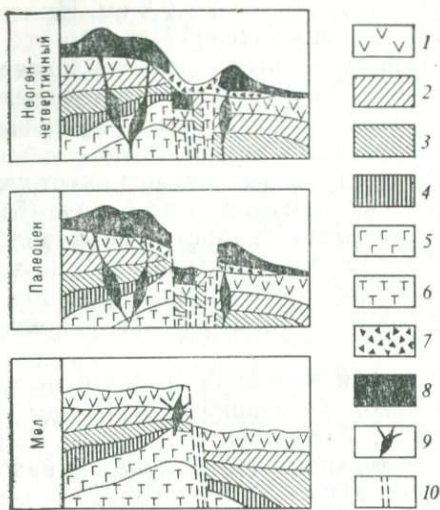


Рис. 14. Этапы проявления магматизма Восточно-Индийского межгеоблокового поднятия (9—13° ю. ш.). По П. Л. Безрукову и др. (1981 г.), с изменениями

1 — океанские толеиты (базальты, долериты); 2 — зеленые сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — гранулиты; 5 — габбро; 6 — перидотиты; 7 — эдафогенные брекчии; 8 — ферротолериты (базальты, долериты); 9 — магмопроводящие каналы; 10 — разломы

около 12 км. Выделяются слои коры со скоростью 6,6—6,9 км/с (3—5,5 км), 3,8—5,8 км/с (2—4,5 км) и 2,0—2,7 км/с (0,3—1,0 км). Разделенное поперечными разломами поднятие имеет четко выраженное блоковое строение. Поле силы тяжести (в свободном воздухе) по профирианию поднятия изменчиво от $-30 \cdot 10^{-5}$ до $-20 \cdot 10^{-5}$ м/с² до близкого к нулю. Геофизическими исследованиями установлено, что поднятие ограничено крупными разломами. С помощью драгирования и бурения удалось довольно детально изучить продукты проявления магматизма. Среди интрузивных пород выявлены гарцбургиты и лерцолиты, реже пироксениты, а также обломки троктолита и габброидов (от габбро-норитов до амфиболизированных габбро). Породы среднего состава — диориты и кварцевые диориты отличаются сравнительной крупнозернистостью (вплоть до диорит-пегматитов). Возможную степень метаморфизма ультрабазитов и базитов характеризуют амфибол-плагноклаз-двупироксеновые и амфибол-пироксен-плагноклазовые гранулиты, обнаруженные в Восточно-Индийском желобе. Особый интерес представляют эффузивные и гиндичесальные породы. Базальты и долериты на поднятии отнесены к разностям с повышенным содержанием по отношению к стандартным океанским толеитам K_2O (0,8—0,9 %) и суммарного железа ($FeO = 11,73$ %). Эти породы, названные ферротолеритами и ферродолеритами, отличаются также повышенными концентрациями Ba, Sr и Zr и заметно меньшим содержанием Sr и Ni. Большая часть этих базальтов представлена афировыми, пористыми и миндалекаменными разновидностями Г. Л. Кашинцев, Г. Б. Рудник и С. Ф. Соболев в становлении поднятия различают два тектономагматических этапа (рис. 14).

Разрез осадочных и осадочно-вулканогенных пород Восточно-Индокоеанского поднятия следующий (снизу вверх): 1) поздний мел (кампан) — низы эоцена — мелководные лагунные карбонатные отложения (200 м), 2) эоцен — плейстоцен — нанопланктонные (конколитовые) и фораминиферо-нанопланктонные илы (330 м). В палеоцене значительная часть поднятия находилась вы-

ше уровня океана, свидетельством чего являются вулканические глины, переслаивающиеся с лигнитами и туфами (скв. 214 в центральной части поднятия).

Приведенные данные показывают не только специфичность рассматриваемой межгеоблоковой системы, но и длительное ее развитие. Сложная межгеоблоковая система, ограничивающая с юга Восточно-Индоокеанский геоблок, начинается с Западно-Австралийского поднятия (плато Брокен) с крутым южным склоном. По данным Ю. П. Непрочнова, разрез представлен в следующем виде (снизу вверх): слой со скоростью 6,5; 4,5 и 5,5 км/с (мощность 5,2 км) и неуплотненных осадков (0,7 км/с). Граница Мохо (8,0 км/с) находится на глубине 13,5 км. По данным Т. Франсиса и Р. Райта, граница Мохо расположена значительно глубже (19 км). На крутых уступах преобладают выходы коренных пород, в том числе долеритов. Восточнее протягивается на 2400 км зона разлома Дамантина, в пределах которой находятся линейные желоба и гряды. Глубина желобов 6—7 км. Амплитуда аномалий в гравитационном поле достигает $150 \cdot 10^{-5}$ м/с² при горизонтальной протяженности 30—45 км.

В значительном удалении от Антарктиды и Африки находится геоблок Крозе ($6,0 \cdot 10,6$ км²), охватывающий одноименную асейсмичную котловину. Его естественными границами служат на северо-западе и северо-востоке Западно-Индийский и Центрально-Индийский подвижные пояса, на востоке — порог с относительным превышением около 1 км, расположенный между островами Сен-Поль и Кергелен, и на юге — цепь островов и поднятий плато Крозе.

Кора геоблока типично океанская. Скорость на границе Мохо 8,1 км/с. Выше следует слой со скоростью 6,7 км/с (2,6 км) и 5,5 км/с (1,7 км). Мощность осадков в центре котловины достигает 0,5 км.

Межгеоблоковое поднятие (плато) Крозе, вытянутое в близширотном направлении на 1000 км, состоит из трех горных массивов, расположенных на одном основании. Относительная высота массивов 2—3,5 км. Среди островов Крозе наиболее интересен в геологическом отношении о-в Поссесьон, в пределах которого известны базальтовые лавы, прорванные интрузиями монцитов и сиенитов. Мощность осадков на поднятии превышает 700 м.

Геоблок Гуннерус ($10,0 \cdot 10^6$ км²) — все границы, за исключением западной, достаточно четкие. На севере и востоке ими служат поднятия Крозе и Кергелен, на юге — континентальный уступ Антарктиды. Западная граница геоблока проводится по меридиональному хребту, разделяющему моря Рисер-Ларсена и Лазарева. Его северным продолжением служит поднятие центральной части Африканско-Атлантической котловины с вершиной 1912 м. Среди гор геоблока выделяются конусы высотой около 3 км «Обь» и «Лена» вулканического происхождения. Магнитное поле имеет резкие аномалии (до 0,635 а/м), что связывается с горными мас-

сивами. Также изменчивы (Δg с. в. до 0,0635 а/м) аномалии силы тяжести.

Межгеоблоковое поднятие Кергелен длиной около 2000 км имеет плоскую поверхность, разделенную уступами и седловинами на блоки, расположенные на глубине от десятков метров до 2 км. Над океаном поднимаются острова Кергелен и Херд. Мощность коры 20—22 км. Гравитационные аномалии (Δg с. в.) составляют $+120 \cdot 10^{-5} \pm 150 \cdot 10^{-5}$ м/с². Магнитное поле над поднятием расчлененное с аномалиями амплитудой 300—500 гамм. Наиболее крупные (до 1,905 а/м) из них приурочены к разлому восточного склона поднятия. Этот разлом прослеживается в северо-западном направлении, разделяя поднятие на две части. В северной, на о-ве Кергелен, согласно данным Д. Хайеса и И. Делзиела, находится базальтовое плато (р—Ni) с лавами мощностью свыше 1 км. На севере острова известны более молодые трахиты и риолиты, на юго-востоке — среди базальтов обнаружены покровы, силлы и купола трахифонолитов и фонолитов. На юго-западе базальты прорваны и метаморфизованы сиенитами. Кроме того, указывается на наличие пироксенитов, перидотитов, а также монцонитов, микромонцонитов и гранитов. На островах Кергелен и Херд излияния лимбургитов и базанитов позднечетвертичного времени. На юге поднятия прослеживаются грабены меридионального направления. Осадочный чехол на поднятии довольно значительный от 400 до 700 м.

По данным Ж. Ламери и других исследователей [58], в эоцене сформировался базальтовый цоколь плато Кергелен — Херд. В олигоцене (35—25 млн. лет) продолжалось образование щелочных базальтов. В раннем миоцене внедрились габбро, и позднем миоцене щелочные базальты на площади 350 км² оказались прорванными пятью кольцевыми комплексами, из которых наиболее интересным оказалась интрузия «Юг» (12,3—7,9 млн. лет). Ее крайними членами являются габбро и сиениты, а промежуточными — различные монцонитоиды. Завершилась интрузивная деятельность недавно — 4,8 млн. лет назад.

Н. П. Михайлов считает, что перед внедрением щелочной магмы из верхней мантии базальтовый субстрат испытал сводовое поднятие, что напоминает предрифтовую обстановку.

Вытянутые в близширотном направлении крайние юго-восточные геоблоки Индийского океана — Юго-Восточный Индоокеанский и Австрало-Антарктический (примерно по $7 \cdot 10^6$ км² каждый) расположены симметрично относительно Австрало-Антарктического подвижного пояса, склоны которого занимают большие площади; они лишены островов. Это типичные океанские геоблоки с корой мощностью около 6 км.

Как уже отмечалось, граница ряда геоблоков совпадает со звеньями Срединно-Индоеокеанских хребтов (Северо-Западного, Юго-Восточного и Юго-Западного). Почти все они в той или иной степени рассечены продольными и поперечными океанскими рифтовыми впадинами и имеют мощность коры в гребневой полосе

4—6 км и на периферии 10—12 км. В зонах трансформных разломов из ультрабазитов известны лерцолиты, дуниты и тальк-актинолитовые сланцы, а также оливиновые базальты; последние выходят на поверхность и в бортах рифтовых впадин. В районе тройного сочлнения сходятся три хребта разной степени активности. Отдельные звенья этих хребтов в пределах границ геоблоков имеют различную геофизическую характеристику.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Вытянутый в меридиональном направлении S-образно изогнутый Атлантический океан имеет площадь около 82 млн. км² (без Карибского и других морей). Протяженное Срединно-Атлантическое поднятие с четко выраженными рифтогенными ущельями и проявлением молодого вулканизма разделяет геоблоки запада и востока океана. Как правило, они совпадают с котловинами. Границами геоблоков служат как различные хребты, возвышенности и перикоанские прогибы, так и крупнейшие поперечные трансформные разломы.

Следует отметить, что отдельные межгеоблоковые звенья склонов Срединно-Атлантического поднятия характеризуются различными номерами магнитных аномалий. Так, на отрезке между разломами Романш и Гиббс возраст аномалий поздний олигоцен — ранний эоцен, к югу от разлома Романш — ранний миоцен — поздний эоцен. При рассмотрении батиметрии океана можно заметить, что его северная часть, расположенная между Гренландией и Европой, имеет значительно меньшие глубины (в среднем до 2 км), чем южная, где в котловинах обычны отметки, превышающие 5—6 км. Соответственно на севере характерны регионы с мощностью коры до 50 км (Исландия) и 20—30 км (возвышенность Роколл, Фарерско-Исландский порог). В центральной и южной частях океана резко преобладают обширные области с корой 5—15 км. Отчетливо меняется и поле силы тяжести. Аномалии Буге на севере $80 \cdot 10^{-5}$ — $160 \cdot 10^{-5}$ м/с², на юге — $240 \cdot 10^{-5}$ — $320 \cdot 10^{-5}$ м/с².

Аномальное магнитное поле океана изучено неравномерно. Наряду с отчетливо выраженными упорядоченными полосовыми аномалиями имеются значительные площади «некоррелируемых» (изогнутых, амебообразных) аномалий (например, на западе Саргассового геоблока). Известны и области спокойного поля, близко к нулю (в котловинах Ангольской, Бразильской, Норвежской и др.).

Очевидно, существует близширотный геораздел, совпадающий в значительной части с разломом Гиббса (54° с. ш.). А. А. Красильщиков считает, что породы, относящиеся к базит-ультрабазитовым комплексам, развиты только к югу от этого разлома. Существенно отличается и амплитуда воздымания Срединно-Атлантического поднятия к северу (до 1 км) и к югу (свыше 2 км) от геораздела.

Известно, что Pb-Sr методом для серпентинизированных перидотитов определен возраст перидотитов скал Сан-Паулу в 4,5 млрд. лет. Имеются и более молодые значения (по K-Ar) — 2 млрд. и 350 млн. лет. Считается, что достоверен возраст горнблендитов 835 млн. лет. Предполагается, что метаморфические процессы могли повторяться многократно в интервале 500—50 млн. лет. Выход на поверхность глубинного ультрабазитового клина свидетельствует о древнем меланократовом фундаменте океанской суперструктуры.

Рассмотрим геоблоки северной части океана, где они относительно невелики по площади и разнообразны по геолого-структурным особенностям.

Геоблок Роколл ($2,5 \cdot 10^6$ млн. км²) расположен между хр. Рейкьянес и континентальным уступом шельфа Гебридских островов и Ирландии. На юге он обрезан трансформным разломом Гиббс, на севере — Фарерско-Исландским порогом. Его расположение в пределах погруженной континентальной глыбы не вызывает сомнения. Значительная площадь геоблока занята возвышенностью Роколл ($0,45 \cdot 10^6$ млн. км²). В южной части по данным бурения и драгирования под тонким плащом осадков вскрыты кислые гранулиты (1,67—1,56 млрд. лет) и омоложенные (?) гранулиты более основного состава (0,987 млрд. лет). Здесь в магнитном поле намечаются кольцевые (диаметр 250—300 км) аномалии, которые, по мнению Л. И. Салопа, соответствуют докембрийским гнейсовым овалам. Скала Роколл сложена эоценовыми эгириновыми гранитами (52 ± 9 млн. лет) и риф Елены — меловыми микрогаббро (81 ± 3 млн. лет). Осадочный чехол поднятия представлен верхнемеловыми и кайнозойскими песчаниками и известняками. По сравнению с океанскими котловинами возвышенность Роколл отличается слабой положительной аномалией как в свободном воздухе ($+40 \cdot 10^{-5}$ м/с²), так и в редукции Буге ($+70 \cdot 10^{-5}$ м/с²). Наличие крупного микроматерика ставит рассматриваемый геоблок в особое положение, свидетельствуя о его связи с Европой и о отсутствии влияния на него явлений спрединга.

Следует отметить, что межгеоблоковая система хр. Рейкьянес обособлена по уровню гравитационных аномалий от других участков Срединно-Атлантического поднятия. Здесь прослеживаются полосы повышенных до $+75 \cdot 10^{-5}$ м/с² и пониженных до $+20 \cdot 10^{-5}$ м/с² аномалий (в свободном воздухе), совпадающих с простиранием хребта. Аномалии Буге по направлению от гребня хребта к флангам повышаются от $+100 \cdot 10^{-5}$ до $160 \cdot 10^{-5}$ м/с². На юге хребта метаморфические породы представлены: 1) гранулитами кислого состава и чарнокитами, 2) амфиболитами, слюдисто-гранатовыми сланцами, доломитовыми мраморами и кварцитами, а также оливиновыми и пироксеновыми базальтами и долеритами. Сходные по составу породы были обнаружены и в северной части хребта.

Своеобразный океанский геоблок — Исландско-Фарерский ($1,8 \cdot 10^6$ км²) весьма отчетливо выражен в рельефе дна от-

носительно приподнятыми платообразными возвышенностями, а также в поле силы тяжести — изометричными аномалиями большого (до 500—600 км) диаметра. Сходное по морфологии магнитное поле отличается на востоке Исландского плато и хр. Ян-Майен слабой интенсивностью. В пределах Фареро-Исландского порога наблюдаются более сложные, близкие к изометричным аномалии, обладающие значительной интенсивностью.

С севера и востока границы геоблока выражены гравитационными ступенями, соответствующими крупным разломам. На юге и западе граница следует вдоль континентального уступа островов Исландия и Гренландия. Благодаря выходам на поверхность вулканитов на о-ве Исландия, Фарерских островах и о-ве Ян-Майен его особенности достаточно детально изучены. Особенно привлекает внимание геологов и геофизиков Исландское поднятие ($0,3 \times 10^6$ км²). Значительная часть его сложена материалом с $V_T = 7$ км/с. Остров состоит на 90 % из базальтов. Остальную часть составляют андезиты (исландиты). Известные пластовые интрузии габбро и долеритов. Ксенолиты из кайнозойских образований относятся к ультрабазитам и габброидам. Вероятно, на месте Исландии никогда не было гранитной коры и этот остров — типичный пример оленда. В других районах геоблока предполагаются мощные накопления вулканогенно-осадочных толщ (хр. Исландский — хр. Кольбейнсей) и кайнозойских базальтов (Гренландско-Фарерский порог). Платобазальтовая толща Фарерских островов (3 км) сложена толеитовыми лавами. По данным В. Х. Геворкьяна, И. Э. Ломакина и Р. В. Касабова, хр. Ян-Майен сложен серией высокоглиноземных магнезиально-щелочных пород, близких к щелочным оливиновым базальтам континентального типа.

Норвежско-Лофотенский геоблок ($2,8 \cdot 10^6$ км²) охватывает котловины с умеренными (до 3,7 км) глубинами. Он слегка изогнут и вытянут в северо-северо-западном направлении и ограничен на западе Срединно-Тихоокеанским поднятием и на востоке континентальным уступом. Геоблок окаймлен зонами больших градиентных ступеней силы тяжести. На Норвежском шельфе и континентальном склоне наблюдается интенсивно расчлененное аномальное поле Δg с. в. ($-40 \cdot 10^{-5} - +80 \cdot 10^{-5}$ м/с²). На юго-западе геоблока известно плато Воринг ($0,6 \cdot 10^6$ км²) с корой материкового типа. Предполагается наличие в нем верхнепалеозойских терригенно-карбонатных и мезозойских терригенных толщ, перекрытых кайнозойскими осадками. На западе Норвежской котловины кора (7 км) имеет следующий вид (снизу вверх): 1) 6,6—8 км — 4 км, 2) базальтовые лавы (?) — 2 км, 3) кайнозойские осадки — 1 км.

Западнее Срединно-Атлантического поднятия находится Гренландскоморский геоблок, разделенный Норвежско-Гренландским разломом и примыкающим к нему с юга поднятием на две части.

Из геоблоков Центральной Атлантики рассмотрим Азорско-Иберийский, Зеленого Мыса и Саргассов.

Первый из них — Азорско-Иберийский геоблок

($2,3 \cdot 10^6$ млн. км²) включает Западно-Европейскую и Иберийскую котловины, довольно широкий восточный склон Срединно-Атлантического поднятия и желоб Кингс (400 км). Северной границей служит разлом Гиббс и континентальный уступ Бискайского залива, южной — поднятия, следующие от мыса Сан-Висенти на запад к Азорским островам. Здесь драгой подняты серпентинизированные перидотиты и габбро. Несколько севернее 40° с. ш. с глубины 3,3—2,9 км подняты угловатые обломки серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов в ассоциации с габбро, габбро-пегматитами и зеленокаменными породами. О коренных породах, слагающих геоблок, можно судить по результатам драгирования в районе желоба Кингс. У подножия гряды Палмер (глубина 5,3—4,5 км) выходят массивные габбро. В средней части склона встречены амфиболиты и серпентиниты. О формировании желоба Кингс существуют противоречивые представления. Одни исследователи пытаются здесь найти следы многоэтапного разноориентированного разрастания океанского дна, другие — акцентируют внимание на вертикальные движения, связанные с альпийским тектогенезом.

Сказанное свидетельствует о том, что Азорско-Иберийский геоблок в отличие от геоблока Роккол имеет резко выраженный фемический профиль.

Более крупный геоблок Зеленого Мыса ($6,2 \cdot 10^6$ км²) примыкает к Западно-Африканскому геоблоку, отделяясь от него полосой периокеанских опусканий. На западе от Саргассова геоблока он отделен участками Срединноокеанского поднятия. На юге граница совпадает с трансформным разломом Романш. Особенностью геоблока является значительное вулканическое поднятие, частично увенчанное островными возвышенностями. Остров Мадейра, острова Канарские и Зеленого Мыса и поднятие Сьерра-Леоне дугообразно окаймляют с океанской стороны северо-западный выступ Африки.

Фундамент Канарского архипелага представлен расслоенным гиперстеневым комплексом, рассеченным сиенитовыми дайками. Здесь же известна сильнодислоцированная толща верхнемеловых глинистых и кремнистых сланцев, кварцевых песчаников и известняков. На эродированной поверхности фундамента залегают неогеновые щелочные оливиновые базальты (1 км), перекрытые четвертичными лавами, дифференцированными от толеитовых базальтов до щелочных и щелочно-основных базальтоидов.

Кора островов Зеленого Мыса неоднородная: под восточными островами мощность ее от 21 до 25 км, под западными — океанская. В основании островной группы, по Дж. Клерку и П. Паеру, находится «центральный изверженный комплекс», сложенный пиллоу-лавами, по составу близкими к океанским толеитам, перекрытый верхнеюрскими или нижнемеловыми известняками. Вслед за поднятиями относительно древнего мезозойского фундамента в кайнозой широко проявились субаэральные щелочные лавы (нефелиниты, мелилиты, базаниты), оливиниты, базальты и пирокластиты.

ческие породы. На о-ве Мадейра в центральной его части вулканические породы переслаиваются с туфами и морскими карбонатными отложениями среднего миоцена. Остров сложен андезитами и базальтами (25 млн. лет), с которыми ассоциируют штоки щелочных габброидов. На северо-западе геоблока находится расщепленное разломами трех направлений значительное по площади ($0,2 \cdot 10^6$ км²) вулканическое нагорье, в аномальном магнитном поле которого, по В. Д. Каминскому, выделяются поля: а) преимущественно отрицательных аномалий, разделенных на хаотично сочетающиеся участки (до 0,238—0,397 а/м), что связывается с повторными вулканическими процессами, сопровождаемыми неравномерным накоплением пирокластического материала на базальтовом основании, б) относительно положительных аномалий, сменяющихся направлением от северо-восточного до восточного, в) положительное — на севере нагорья близ его края. На юге нагорья наблюдаются магнитные провинции, разделенные шовной зоной, выраженной парой линейных аномалий — положительной и отрицательной — с амплитудой 0,238—0,317 а/м. К западу от шовной зоны находится область спокойного поля с чередованием положительных и отрицательных аномалий с амплитудой, не превышающей 0,119 а/м, к юго-западу — область с интенсивными (до $\pm 0,555$ а/м) линейными аномалиями, простирающимися по направлению 60°. На востоке нагорья магнитные аномалии существенно (по амплитуде) отличаются — до 0,159—0,198 а/м.

В пределах геоблока известно множество подводных гор, которые тяготеют к узлам пересечения разломов двух-трех направлений. Отдельные их вершины трассируют главное магмоконтролирующее направление, образуя цепи подводных гор. Сопоставление глубин вершин гор показывает, что группа Крузер (горы Крузер, Эрвинг, Иер) и гора Грейт-Метеор, как считает В. Д. Каминский, находятся в одном геоблоке земной коры и имели близкую геологическую историю, о чем свидетельствуют близкие отметки глубин (от 275 до 293 м).

Саргассов геоблок ($5 \cdot 10^6$ км²) находится к востоку от Приатлантического побережья США и охватывает Североамериканскую котловину с Бермудским поднятием. П. Рона в 1980 г. детально изучил его особенности, характерные для значительной части Атлантического океана к югу от разлома Гиббса.

Вдоль западной границы намечается система грабенообразных прогибов, заполненных красноцветным триасом (с силлами диабазов) и карбонатно-галогенной юрой. На континентальном склоне и у его подножия формируется другая система прогибов, заполненная существенно кайнозойскими глинистыми осадками. В этой полосе уменьшается мощность коры до 13—18 км и четко прослеживается гравитационная ступень с перепадом от $50 \cdot 10^{-5}$ до $250 \cdot 10^{-5}$ м/с² (аномалии Буге). Северной границей служит континентальный уступ Большой Ньюфаундлендской банки и разлом Пико. В сторону континента ее можно трассировать по разлому (грабену) р. Св. Лаврентия, на юге граница проходит по Багам-

скому эскарпу и зоне разлома Барракуда, на востоке — вдоль сложного океанского рифта Срединного Атлантического поднятия. Этот рифт намечается многими мелкофокусными (до 69 км) землетрясениями с магнитудой менее 6.

Западную часть геоблока занимает обширное Бермудское поднятие, увенчанное конусом, достигающим поверхности океана. Его обрамляют абиссальные равнины (глубина 5,2—5,4 км). На севере поднятие обрезается цепью вулканических гор Новая Англия. В пределах Бермудского поднятия мощность слоя со скоростью продольных волн $V_r=5,6$ км/с—6,7 км, глубина до мантии ($V_r=7,8$ км/с) — 10—13 км. Аномальное магнитное поле на северо-востоке геоблока упорядоченное (номера аномалий от 5 до 34), на юге и западе — спокойное.

В центральной части Бермудского поднятия скважинами выше базальтов вскрыты отложения от нижнего мела до четвертичных (1—0,8 км) с преобладанием в нижней части карбонатных и глинисто-карбонатных осадков с кремниями и в верхней части (начиная с палеоцена) — глинистых и песчаных пород. Размыты (скв. 386) отмечались в основании олигоцена и миоцена. На западном склоне поднятия разрез представлен в следующем виде (снизу вверх): 1) мезозой (?) — базальты, 2) сенман — черные глины, 3) кампан — маастрихт — пестроцветные и цеолитовые глины (внизу) и пясчий мел и вулканиты (вверху), 4) палеоцен — эоцен — песчаники, аргиллиты, 5) олигоцен — песчаники, алевролиты и глины с прослоями цеолитовых глин, вулканитов и радиоляритовых аргиллитов. В южной части геоблока нижнемеловые образования вулканогенные (скв. 417 и 418) — пиллоу-базальты и массивные базальты (около 0,5 км).

Изложенное показывает, что Саргассов геоблок — характерная океанская структура с асимметричным поднятием типа оленда и сложными, еще недостаточно структурно познанными геологическими телами, включающими вулканиты.

Южнее разлома Романш и широтного континентального уступа Гвинейского залива и к северу от Китового хребта находится Гвинейско-Ангольский геоблок ($3,1 \cdot 10^5$ км²) с мало-мощным осадочным слоем, залегающим на сильно расчлененной поверхности фундамента. Северная часть геоблока занята многочисленными островершинными подводными вулканическими горами. Продолжается с материка в Гвинейский залив Камерун-Аннобонская вулканическая зона. Осадочная толща западной части геоблока разделяется на три слоя: 1) нижний — континентально-озерные отложения доаптского и раннеаптского возраста, 2) средний — эвапоритово-карбонатный (апт — альб) и 3) верхний — морские осадки (K_2 , р, N).

Межгеоблоковая система Китового хребта образует протяженное (1500 км) граничное сооружение, разделяющее Гвинейско-Ангольский и Капский геоблоки. М. В. Захаров (1981 г.) с северо-востока на юго-запад выделяет три группы блоков: 1) глыбовые поднятия типа горстов, 2) цепочки относитель-

но измененных вулканических построек, 3) молодые глубоководные вулканы. Анализ профилей (ΔT) показал, что магнитоактивные образования коры отличаются от таковых окружающих котловин; особенности аномального магнитного поля системы свидетельствуют о неоднородности ее звеньев.

Средние значения физических свойств коры и верхней мантии Китового хребта сопоставляются с корой соседних геоблоков. Северо-восточная часть хребта — поднятый блок океанской коры; он утолщен за счет третьего слоя и перекрыт мощным тонкослоистым осадочным покровом. По структурным особенностям его можно отнести к оленду. Юго-западная часть межгеоблоковой системы существенно вулканогенная.

Капский геоблок ($3,8 \cdot 10^6$ км²) ограничен на северо-западе Китовым хребтом и на юго-востоке поднятием, следующим от южного окончания Африки к стыку Южно-Атлантического и Африкано-Антарктического хребтов. Это поднятие характеризуется повышенной мощностью коры до 17—19 км. Очевидно, здесь находится еще не выявленная возвышенность, относящаяся к «океанским землям» (олендам). Магнитное поле в пределах геоблока слабо коррелируется. В периокеанском прогибе формирование чехла началось в триасе — ранней юре и завершилось в кайнозое. Мощность осадков составила 5—6 км. Скоростной разрез здесь следующий: 1) мел — 3,8—5,1 км/с, 2) палеоген — 2,6—2,7 км/с, 3) неоген — плейстоцен — 2,0—2,4 км/с.

В глубоководной котловине олигоцен-плейстоценовые осадки существенно карбонатно- и кремнисто-терригенные (0,25—0,5 км). Общая мощность осадков на большей части геоблока 0,5—0,6 км. В периокеанском прогибе она увеличивается до 5—7 км. Выше акустического фундамента выделяется верхнемеловая среднепалеоценовая толща кокколитовых илов, перекрытая более молодыми осадками палеогена (300—500 м) и неогена, залегающего на более древних толщах с размывом. Акустическому фундаменту соответствует скорость 5,2—6,2 км/с.

На границе между геоблоками Бразильским ($4,2 \times 10^6$ км²) и Аргентинским ($8,5 \cdot 10^6$ км²) находится вулканическое нагорье Риу-Гранди, разбитое грабенами. С запада оба геоблока ограничены периокеанскими прогибами, на востоке — Южно-Атлантическим поднятием. В них зона максимальной мощности осадков (до 5—6 км) следует вдоль континентального склона. Здесь известны поперечные разломы, вызвавшие сдвиговые перемещения отдельных его звеньев. Во впадине Сержипи (Бразильский прогиб) нижняя часть чехла представлена отложениями перми, триаса и верхней юры. Широко распространены раннемеловые эвапориты. Бразильский геоблок подводной грядой Виктория — Тринидади (20° ю. ш.) разделен на северную часть с акустически прозрачным осадочным слоем и южную с более сложным разрезом, состоящим из акустически прозрачных и стратифицированных горизонтов (260—400 м), не выдержанных по простиранию. В Аргентинском геоблоке осадки распределены неравномерно. На се-

веро-востоке мощность их меняется от 0,3—0,4 до 0,1—0,2 км на поднятиях. На основании детальных сейсмических исследований М. Юинга и других геофизиков установлена общая мощность коры 5—7 км. Скорость на границе Мохо 7,8—8,1 км/с. Нижний слой характеризуется скоростями 6,4—7,2 км/с (3,6—4,7 км), средний — 4,4—5,8 км/с (0,5—2,0 км) и осадочный — 1,7 и 1,9 км/с (0,5—2,2 км). Высокая расчлененность осадочной толщи Аргентинского геоблока выделяет его среди других геоблоков океана.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Северный Ледовитый океан наименьший из океанов Земли и наиболее мелководный (средняя глубина 1780 м). Его общая площадь 13,1 млн. км². Значительная часть акватории приходится на мелководные моря, находящиеся в пределах обширной шельфовой провинции. Здесь выделяются два самостоятельных геоблока — Евразийский и Амеразийский (см. рис. 7), граничащих по Главному Арктическому георазделу — межгеоблоковому поднятию Ломоносова, вытянутому вдоль 140° в. д. и 40° з. д. и охватывающему Северный полюс. Согласно А. М. Карасику, все три указанных выше подразделения выделяются в особые магнитные провинции.

Амеразийский геоблок ($3,0 \cdot 10^6$ млн. км²) состоит из крупных котловин Канадской и Толля и поднятия Менделеева — Альфа длиной около 1500 км и шириной до 600 км. Рельеф этого поднятия сложный. Выделяется несколько глыб приподнятых над дном котловин на 1,5—2 км. Осадочный покров развит неравномерно; его мощность колеблется от 100 до 1200 м. Поверхность Мохо (7,7—7,9 км/с) находится на глубине 13—16 км. Достаточно четко выделяется слой с $V_T = 4,9$ км/с (4—5,5 км). Ю. Г. Киселев считает, что поднятие Амеразийского геоблока характеризуется весьма высокой, необычной для океанов напряженностью магнитного поля. Отдельные аномалии достигают 0,794 а/м и более при длинах волн 30—50 км и протяженности 200—500 км. На поднятии Альфа обнаружены обломки мраморов и амфиболитов. На сейсмических профилях отчетливо виден сильно разбитый фундамент, перекрытый осадками, относительно маломощными на глыбовых поднятиях и достигающими мощности нескольких сот метров в углублениях между ними. Осадки в основном ледниково-морские от миоцена до плейстоцена.

Чукотское поднятие (25 000 км²) состоит из платообразных возвышенностей, разделенных глубокими трогами. Оно находится в сравнительной близости от уровня океана на глубинах 250—1000 м. Мощность коры в его пределах — 18,5—21 км. Осадочный чехол велик и достигает 12 (?) км. Очевидно, это микроматериковая структура.

Наиболее значительная из котловин геоблока — Канадская покрыта турбидитовыми осадками от среднего плейстоцена и моложе. Котловины, расположенные между поднятиями Менделеева — Альфа и Ломоносова, выполнены значительной мощности (1,5—

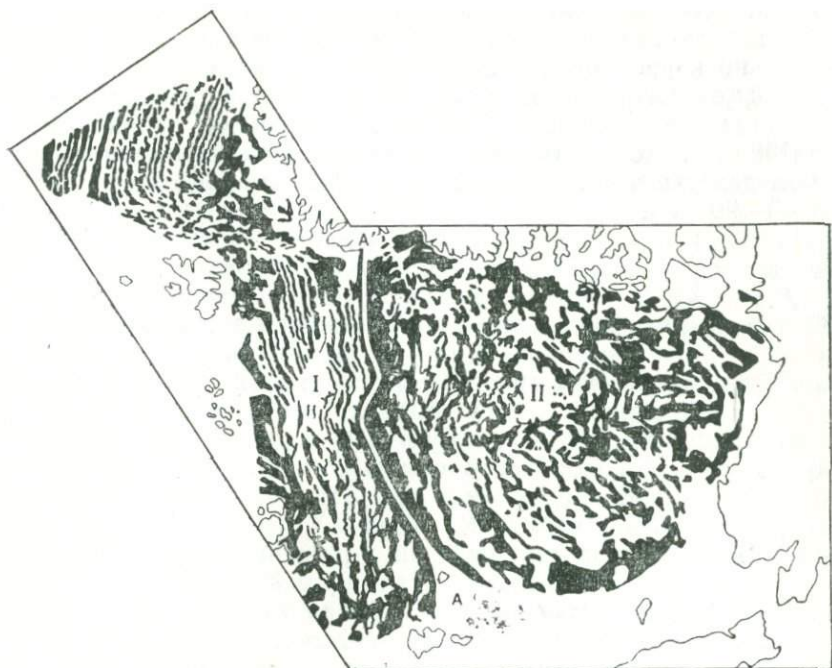


Рис. 15. Аномальное магнитное поле геоблоков Северного Ледовитого океана. По П. Фогту и др. (1982 г.)

I — Евразийский срединный геоблок, II — Амеразийский геоблок (с микроматериками).
A—A' — граница геоблоков (поднятие Ломоносова)

3,5 км) осадками. Толщина коры в них составляет 6—8 км. Согласно И. С. Грамбергу и Ю. Н. Кулакову, в фундаменте этих котловин находятся карбонатные ниже-среднепалеозойские отложения.

Вытянутый на 1000 км Евразийский геоблок (1,3 млн. км²) представляет собой срединговую структуру со срединным поднятием Гаккеля, рассеченным продольными рифтовыми долинами и поперечными депрессиями. Полосовое магнитное поле геоблока (рис. 15) состоит из чередующихся слабых, близких по интенсивности положительных и отрицательных аномалий, что создает изящный узор двусторонней симметрии — относительно оси поднятия Гаккеля. Намагниченные тела тяготеют к поверхности «базальтового» слоя океанской коры. Имеются разные подсчеты скорости спрединга. По данным Ин. Кристофферсена, с запада на восток скорость уменьшается от 1,5 до 0,85 см/год. В этом же направлении поднятие сужается (от 230 до 80 км). Средние глубины в океанских котловинах геоблока относительно невелики (3,4—4,0 км — в котловине Нансена и 3,6—4,3 км — в котловине Амундсена). Мощность осадков в них значительная 1,5—2 км и на юге котловины Амундсена достигает 7,5 км.

Итак, особенностями Евразийского геоблока следует считать его вытянутую овальную форму, симметричное строение и удовлетворительно коррелируемое аномальное магнитное поле.

Межгеоблоковая система поднятия Ломоносова поднимается над соседними абиссальными равнинами на 900—1500 км. Мощность коры составляет 27 км. Аномалия в свободном воздухе в пределах грабена поднятия Ломоносова составляет 60—90 мГл.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОБЛОКОВ И МЕЖГЕОБЛОКОВЫХ СИСТЕМ

Геоблоки Земли можно сгруппировать по геолого-структурным признакам (см. приложение 1). В современной мозаичной картине мира на континентах рельефно выступают:

1. Кратонного типа геоблоки высокого стояния (анастибильные) с древнейшими (от 4,5 до 2,5 млрд. лет) кристаллическими комплексами, включающими «зеленокаменные» пояса (от 3,7 до 2,2 млрд. лет и реже моложе). К ним относятся Гренландский (3,7; 3,0); Западно-Австралийский (3,1—2,7), Сьюперниор (2,9; 2,3—9,2) и другие геоблоки. Кроме того, в этой группе выделяются геоблоки: а) интенсивно гранитизированный (1,8—1,6 млрд. лет) — Свекофенский с мощной лептитовой формацией, б) с неоднократно возобновляемой протоактивизацией и более молодой регенерацией (1,8; 1,3; 1,0; 0,65—0,5 млрд. лет и моложе) — Восточно-Бразильский, Алдано-Становой, Хуанхэ, Мозамбикско-Мадагаскарский, в) с проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма (1,0; 0,4—0,35; 0,25 млрд. лет) — Анабарский.

2. Геоблоки древних платформ, перекрытые на значительных площадях осадочным и осадочно-вулканогенным чехлом. Учитывая возраст и особенности разбienia фундамента, они также разделяются на несколько самостоятельных типов: а) с протерозойским (1,4—1,0 млрд. лет) фундаментом и существенно палеозойским чехлом с округлой формой впадин и куполов (Миссисипский геоблок), б) с архейско-раннепротерозойским фундаментом, рассеченным авлакогенами, и палеозойским или палеозойско-мезозойским чехлом (Белорусско-Прибалтийский, Московско-Мезенский), в) с архейско-протерозойским фундаментом и фанерозойской геосинклиналью (моноклизой) — Аравийский геоблок. Все эти геоблоки относятся к катастабильному типу.

3. «Трапповые» (платобазальтовые) геоблоки — Тунгусский (P_2-T_1) и Парана (K_1) с огромным объемом континентальных вулканических пород мантийного происхождения. Благоприятные условия формирования трапповых геоблоков наступают в эпоху обособления высокотемпературной области верхней мантии, подвергающейся плавлению. При этом происходит проникновение в кору основных магм как по разломам, так и в межпластовые полости в форме силлов. Создается обычно особого рода мозаика второго порядка, когда глыбы коры попадают в окружение горячей магмы.

Достаточно крупные ареалы траппового магматизма, не составляющие самостоятельные геоблоки, известны в Индии (Декан), Северной Америке (Колумбия), а также в Южной Африке (система Карру) и северной части Баренцева моря.

4. Геоблоки низкого стояния с мощным осадочным терригенным или терригенно-карбонатным чехлом и гетерогенным складча-

то-глыбовым фундаментом. В них геосинклинальное развитие завершилось в позднем докембрии или фанерозе. Это крупные седиментогенные структуры, охватывающие обширные площади Евразии и ее шельфовой провинции (Туранский, Западно-Сибирский, Баренцевский и др.). Известно, что на этих молодых платформах между фундаментом и чехлом обнаружены межразломные (тафрогенные или рифтогенные) трого с молассоидными вулканогенно-осадочными образованиями.

5. В системе седиментогенных структур обособляются овальные или близкие по форме глубинные погружения (депоцентры) с широко развитыми эвапоритами. Это овалы Прикаспийский, Эльбинский и Галф. Первый из них резко обособлен от соседних геоблоков и представляет собой чашу (фиалоген) с мощным до (20 км) осадконакоплением. Такие же пиалообразные структуры наблюдаются в геоблоке Свердруп и к западу от Новой Земли. Их происхождение, возможно, следует связывать с тектоническими глубинными и сверхглубинными мантийными процессами, на что обратил внимание В. В. Соловьев в 1978 г.

6. Геоблоки, в которых сочетаются черты молодой платформы — мощного, иногда длительно развивающегося осадочного чехла — и не выходящих на поверхность или частично обнаженных фрагментов массивов — отторженцев от залегающего на различной глубине фундамента. Типичными представителями являются Ирано-Белуджистанский и Патагонский геоблоки. В отложениях чехла в завершающую стадию большую роль играют вулканиты — триасовые и более молодые в Патагонском геоблоке и эоценовые — в Ирано-Белуджистанском. Вероятно, к этим же структурам относится и значительная часть Западно-Европейского геоблока (Луарский и Нижнерейнско-Великобританский мегаблоки).

7. Геоблоки Западной Европы и Азии, имеющие мозаичное геосинклинально-глыбовое строение. Вместе с геоблоками с преобладающими линейными геосинклиналями они относятся к высокоподвижным геоблокам, характеризующимся значительной расчлененностью и повышенной проницаемостью коры, выраженной в активном многостадийном магматизме и метаморфизме.

Время становления и развития этих геоблоков охватывает поздний докембрий, палеозой и мезозой. Они в меньшей степени характерны для кайнозоя, хотя в некоторых мегаблоках, тесно связанных с Средиземноморской транзиталью (Малоазиатский, Дунайско-Балканский), известны аналогичные структуры. В результате исследований А. Л. Яншина массивы (срединные и краевые) стали рассматриваться как реликты более ранних платформенных сооружений, обрамленные или обрезанные геосинклинальными системами. Они надолго сохраняли подвижность. Раздробленность древнего фундамента во всех геоблоках велика. Вдоль массивов нередко наблюдается интенсивная складчатость, переходящая в зоны смятия и расланцевания (Колымский геоблок). Известны также внутригеоблоковые торцовые сочленения геосинклинальных прогибов с развитием в них тел гипербазитов (Алтае-Саянский и Казах-

станский геоблоки). Подвижные геосинклинальные структуры, многостадийно развивающиеся между массивами, представляют собой пластичные системы, обуславливающие интенсивные складчато-надвиговые процессы; в них наблюдаются дифференцированные физические поля.

Некоторые из мозаичных геоблоков выделяются резко выраженной сиаличностью с мощнейшим развитием гранитоидов (Байкальский и Амурский геоблоки). Как уже отмечалось, крупнопетельчатой структурой выделяется Центрально-Азиатский геоблок, в котором впадины обрамляются линейными геосинклинальными системами. На эту особенность Центральной Азии четверть века назад обратил внимание В. М. Сеницын, указав, что глыбовая решетчато-сотовая структура здесь развивается с докембрия, оказывая влияние на фациальную зональность и простираание элементов складчатости.

Редки геоблоки с «геосинклинальным заполнением» без массивов или других достаточно крупных изометричных блоков. К ним относятся Аляскинский и Западно-Канадский геоблоки, а также еще мало исследованный Западно-Китайский геоблок.

Дифференцированный высокоподвижный тип геоблоков [29] присущ всем транзиталам. Рассмотрим некоторые общие тенденции их строения и развития. В транзиталях четко различаются позднемезозойские — кайнозойские геологические процессы при ярко выраженных (по В. К. Ротману) тенденциях перехода от базальтового (с повышенным содержанием K_2O) и гипербазитового магматизма ранней стадии к различающимся (по SiO_2) ассоциациям, из которых главные известково-щелочные, толеитовая и шонитовая. Поздняя островодужная стадия начинается с формирования зеленых туфов, а также внедрением интрузий габбро-диорит-плагиогранитного состава. Широкое развитие получает и туфодиамитовая формация. По В. И. Федорченко и Б. И. Пискунову, островодужная ассоциация представлена высокоглиноземистыми базальтами, андезитами и риолитами тихоокеанского известково-щелочного ряда.

Если в мозаичных геоблоках континентов массивы, перекрытые осадочным чехлом или выступающие частично крупными фрагментами на поверхность, обычно относятся к реликтовым структурам фундамента, то в транзиталях отдельные блоки с субконтинентальной корой в силу наличия глубинного «астеносферного расплава» могут быть оттеснены от первоначального субстрата процессами рифтогенеза (массивы Ямато, Бородино) или оторгнуты от материнского фундамента и передвинуты на значительное расстояние (сотни километров). Такой процесс, присущий транзиталям, экстремальный, возможный только в таких наиболее подвижных областях Земли, как, например, Австрало-Тихоокеанская транзиталь.

Следует обратить внимание и на другие неоднородности в геоблоках транзитали. К ним относятся: неравномерное распределение шельфовых зон, размеров глубоководных впадин, роль гранито-метаморфических отторженцев и наличие зрелых островных дуг. Раз-

биение транзиталей на геоблоки — обособленные полигональные структуры с четко очерченными границами — обязывает признать сложность сепаратно развивающихся в них геологических процессов. Для одних геоблоков существенно преобладают по отношению к ранее существовавшим континентального типа сооружения короразрушающие процессы (Новокаледонский геоблок), для других — процессы, созидающие субплатформенный чехол (Охотский геоблок), для третьих — явления рифтинга (Ниппонский геоблок) и, наконец, для четвертых — как процессы пелагической седиментации (Западно-Филиппинский мегаблок), так и ограниченное спрединговое раздвижение от центральной оси (мегаблок Параса-Вела). Существенная разница в структурных особенностях атлантических межматериковых геоблоков — Карибского и Скоша (Скотия) отмечена С. А. Силантьевым: первый из них сформировался на коре океанского типа, второй — на континентальной коре.

Следует отметить, что процесс формирования этих особенностей структуры и развития геоблоков транзитали происходили примерно одновременно в конце мезозоя и в кайнозое.

Изложенное показывает, что автор не может согласиться ни с представлениями о доминировании в транзиталах процессов формирования континентального типа за счет океанского (А. А. Маракушев и др.), ни с защитниками взглядов о трансформации ранее существовавшей здесь континентальной коры в океанскую.

Геоблоки океанов составляют ряд от структур «гибридных», содержащих фрагменты континентальной коры, через промежуточные с региональными коровыми утолщениями (олендами) до образований «чистой линии» со стандартной тонкой океанской корой. Среди последних различаются спрединговые геоблоки с четко выраженной центральной осью симметрии. Гибридная группа немногочисленная. К ней принадлежат геоблоки Роколл, Агульяс, Западно-Индоеокеанский и Юго-Западный (Тихий океан). Однако их значение для познания истории океанов велико. Они как бы намечают границы былых больших континентов: Африкано-Сейшельского, Австрало-Кемпбеллского и Европейско-Роколлского. То же относится к Амеразийскому геоблоку, связывающему Азиатско-Канадский пракоинтinent. Другая группа океанских геоблоков, как правило, находится в большом удалении от континентов. Она, скорее, тяготеет к буферной* зоне транзиталей. Сюда относятся тихоокеанские геоблоки — Северо-Западный, Каролинский и Центральный с олендами Шатского, Онтонг-Джава, Манихики и некоторые другие. Из геоблоков следующей группы своей уникальностью выделяется Экваториальный, где намечается очень крупная и своеобразная талассосинеклиза. Многие геоблоки Атлантики к югу от Главного Атлантического геораздела характеризуются наличием вулканических нагорий, увенчанных островами (геоблоки Азорско-Иберийской и Зеленого Мыса). Судя по глубинным ксенолитам, эти островные существенно щелочно-базальтовые сооружения по-

* Термин М. И. Ицксона.

коятся на «вторичной мантии» («плутоническом фундаменте»), сложенной различными габбро и черными пироксенитами (с керсутитом), а также верлитами и оливиновыми пироксенитами. Ниже находятся гарцбургиты и лерцолиты «первичной мантии» [18].

Обширные геоблоки «чистой линии» (Центрально-Индоканский, Южный Тихоокеанский) с часто встречаемыми абиссальными холмами, по данным С. А. Шеки и Н. А. Куренковой, сложены однообразными силлами железистых базальтов и долеритов. Эти образования они относят к допалеогеновому этапу и выделяют в океанскую трапповую формацию. В целом океанские базальты обеднены К и Rb, что, как считает А. Энгель, отражает специфику состава океанской верхней мантии. Гравитационное поле спокойное в свободном воздухе с небольшими и плавными, близкими к нулю аномалиями свидетельствует о том, что эти геоблоки находятся в изостатически уравновешенном состоянии.

Особое значение имеют геоблоки: Тасманов, Евразийский, Гадапагосский и Северо-Восточный Тихого океана; в первых трех выявлена центральная ось спрединга. Отличается и блок «Большого магнитного изгиба» в Северо-Восточном геоблоке. Примерная площадь структуры, создаваемой изгибом, — $2,5 \cdot 10^6$ км². Если можно интерпретировать номера магнитных аномалий, как соответствующие возрасту геологических тел (существенно магматических), то «Большой магнитный изгиб» можно выделить как крупную талассоантеклизу. Имеются в океанах регионы, где могут быть обнаружены доюрские (и домезозойские) образования. Так, поднятие Магеллана представляет собой пологую куполовидную возвышенность, где в скв. 167 был обнаружен наиболее полный в Мировом океане разрез верхнеюрских (с аммонитами) — кайнозойских отложений. Именно здесь следовало бы заложить опорную скважину с проектной глубиной не менее 3—5 км. Столь же важны были бы специальные геолого-съёмочные работы, сопровождавшиеся бурением в районе скал Св. Петра и Св. Павла.

Систематизируя геоблоки океанов, следует отметить, неоднородность океанской литосферы. Н. Л. Добрецов и Н. В. Соболев [18], используя данные о глубинных ксенолитах, выделили в Тихом океане и его обрамлении несколько типов литосферной верхней мантии.

В пределах межгеоблоковых систем активно проявлен длительный дисбаланс между смежными геоблоками. Каждый из них представляет собой специфическую неоднородность. Взаимодействие геоблоков привело к массовому перемещению осадочного материала и созданию гигантских седиментогенных ловушек, а также вызвало приближение к поверхности прогретого глубинного мантийного вещества. Колебания термического и барического режимов, нередко активный перенос интрателлурическими потоками флюидов обусловили особую тектоно-магматическую обстановку в некоторых межгеоблоковых системах. Изменение объемов и веще-

ственного состава, а следовательно, и плотности геологических тел, заполнявших межгеоблоковые системы, приводило к гравитационной неустойчивости, что влияло на формирование структур. Среди них длительно развивались различные, часто сильно деформированные и метаморфизованные линзы, призмы и клинья — зоны складчатые, складчато-надвиговые, смятия и рассланцевания. Часть этих структур объединяется в систему глубинных разломов. Многие существенно раздвиговые зоны образовывались в результате расхождения геоблоков под некоторым углом (сфенокэзмы) или с близпараллельными бортами (ромбокэзмы). В раздвиговых зонах имели место периоды утонения и утолщения коры, ее разрушение и созидание, пакетирование и разлинзование межблоковых комплексов.

Возможно, значение входящих (внутренних) углов или в более широком структурообразующем понятии — клиновидных раздвигов (клинораздвигов), формирующих целые геоблоки на континентах (Тимано-Печорский) или в океанах (Галапагосский), а также межгеоблоковые зоны (Виллюйский авлакоген) или Бискайско-Аквитанский сфенокэзм), еще недостаточно познано. Однако несомненно определяющее значение некоторых из них для скопления углеводородов (рис. 16).

Рассматриваемые системы в подавляющем большинстве линейные или слабоизогнутые в плане структуры длиной от многих сотен до 2—3 тыс. км. Их протяженность и долговременность существования обусловили: 1) переход по простиранию от одного структурного подразделения к другому, 2) изменение во времени тектонических режимов. Они, как правило, полигенетические и многостадийные. Это эволюционировавшие в течение длительного времени активные геодинамические системы, имевшие существенное значение как месторождения полезных ископаемых эндогенного и экзогенного происхождения.

Среди межгеоблоковых систем можно выделить: внутриконтинентальные, внутриокеанские и граничные, формирующиеся на сочленении континентов и транзиталей, континентов и океанов и транзиталей и океанов. Учитывая генетические особенности, межгеоблоковые системы подразделяются на три группы: А — метаморфогенные, магматогенные и магматогенно-седиментогенные, Б — седиментогенные и В — регмагенные и близкие к ним. Кроме того, различаются системы мантийные, корово-мантийные и коровые.

В группе А существенное значение имеют системы, разделяющие геоблоки кратонов или прослеженные вдоль границы континенты — океан. К первым принадлежит система Албани — Фрэзер (Австралия), которая относится к категории протогеосинклинальных структур с высокой степенью метаморфизма. Для нее характерны зональное строение, глубокая переработка ранее сформированных толщ, проявление основного вулканизма, многократное внедрение существенно щелочных гранитоидов. Эталоном полигенетической межкратонной системы можно считать Дагомейско-Фарузианскую (Африка), эвгеосинклинального профиля на раннем

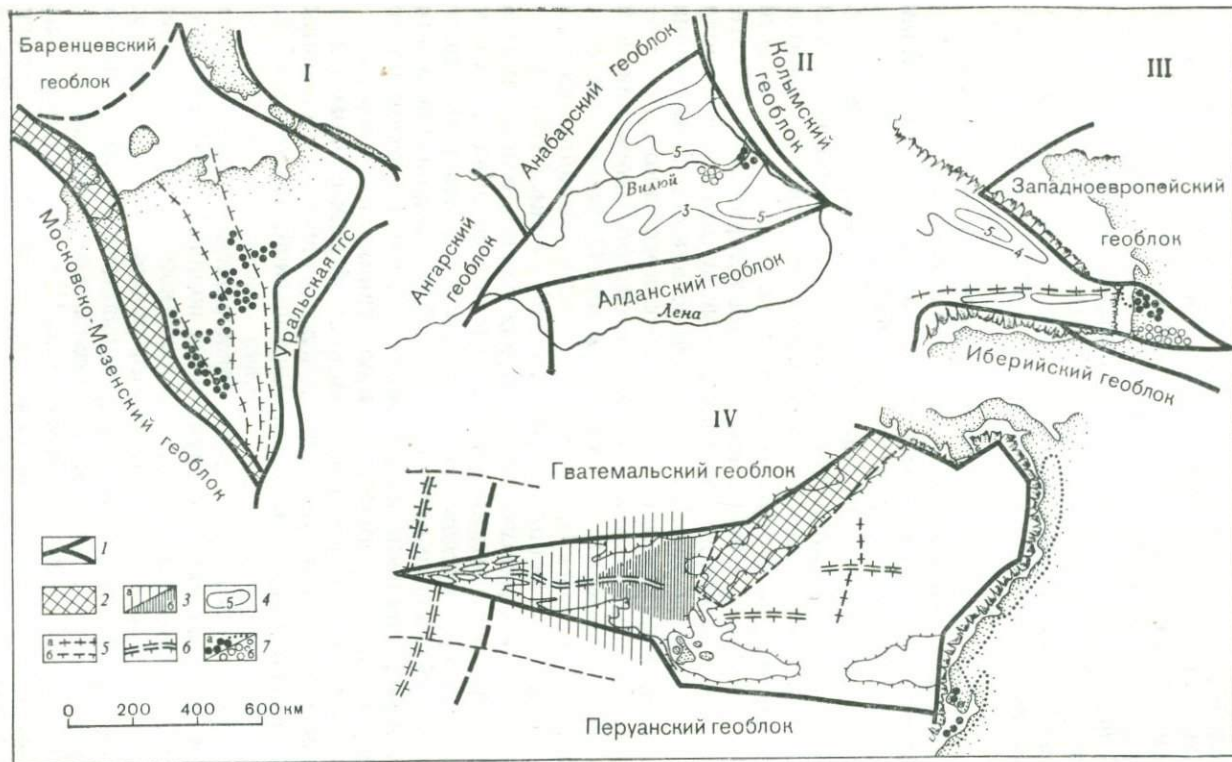


Рис. 16. Схемы клинораздвиговых структур: I — Тимано-Печорской, II — Вилюйской, III — Бискайско-Аквитанской, IV — Галапагосской

1 — границы структур; 2 — краевые поднятия; 3 — галапагосская кора (умеренной амплитуды); а — нормальная, б — аномальная — магнитные аномалии достигают 0,635 а/м; 4 — изолинии мощности осадков; 5 — разломы (а), надвиги (б); 6 — зоны раздвигов; 7 — нефтеносные (а) и газоносные (б) площади. ГСС — геосинклинально-складчатая система

этапе формирования и перикратонного (или авлакогенного) — на позднем. Как считает Н. А. Божко, в структурах этого типа кора неоднократно подвергалась дроблению и между ее фрагментами внедрялся ультрабазитовый и базитовый материал.

Сложную историю развития имеет, по мнению Е. А. Долгинова [19], граничный с Атлантическим океаном Конголезско-Капский пояс, в фундаменте которого известны меланократовые породы гранулитовой фации метаморфизма и докембрийские метавулканы (основного состава в архее и кислого в раннем протерозое). Характерно панафриканское омоложение (0,8—0,6 млрд. лет). Встречаются сложные складчато-надвиговые структуры с перемещением горных масс на восток.

Значительное число фанерозойских межгеоблоковых геосинклинальных структур принадлежит эвгеосинклинальному типу. Как пограничные сооружения они особенно ярко представлены в Азии. Системы Монголо-Охотская, Цилианьшанская, Загрос, Гималайская и ряд других — зонально-построенные регионального ранга швы, глубоко рассекающие литосферу. Хотя в них обычно реконструируется только позднекембрийское и фанерозойское развитие, нет сомнений, что эти сутуры — впечатляющие следы очень древних дискретных линий — относятся к ранней истории Земли. В этих системах широко распространены подводные вулканы и радиоляриты, ультрабазиты и базиты, на внутригеосинклинальных поднятиях — кислые эффузивы и их туфы. Загрос и особенно Гималаи — пример длительного (с кембрия до кайнозоя) формирования мощнейших и весьма сложных по геологическому строению зон, в которых сочетаются краевые (и передовые) и перикратонные прогибы, а также происходит значительный раздвиг крупных геоблоков с обнажением «симатического дна» и образованием геосинклинальных формаций с офиолитами и тектоническим меланжем, а также зон с последующим внедрением гранитоидов. Здесь имеет место более позднее сближение сиалических глыб и даже раздавливание «межгеоблоковой начинки» между неравномерно и в целом полого перемещавшимися многочисленными пластинами и клиньями.

Несмотря на то что специфичность каждой межгеоблоковой системы очевидна, есть общие черты, сближающие перечисленные выше геосинклинали с Уральской, Аппалачской, Норвежских каледонид и др.

Составной частью длительно развивающихся межгеоблоковых систем или самостоятельных структурных подразделений являются вулканогенные пояса или отдельные вулканы. Так, например, на границе Байкальского и Ангарского геоблоков в среднем протерозое сформировался Аkitканский вулканоген, на юго-западной границе Кызылкумско-Гиндукушского геоблока — в позднем палеозое — раннем триасе — Южно-Гиссарский. Широко распространены мезозойские и мезозойско-кайнозойские вулканогенные пояса на окраинах континентов Тихоокеанского подвижного пояса. Все эти граничные вулcano-тектонические структуры генетически связаны с глубинными разломами и приурочены к резким перепадам глу-

бин поверхности Мохо. Они прекрасно выражены высокоградиентными ступенями в гравитационном поле и резкими переменного знака аномалиями магнитного поля. Отличием этого типа структур, что было впервые отмечено Е. К. Устиевым, является сочетание эффузивов и интрузий в единой вулканоплутонической ассоциации. Как вулканогенные образования, так и гранитоиды связаны с интенсивной и иногда длительной (десятки миллионов лет) генерацией известково-щелочных магм. Отдельные участки Восточно-Азиатского вулканогенного пояса встречаются на границе Колымского и Охотского, Амурского и Ниппонского геоблоков и геоблоков Янцзы и Южно-Китаеморского. Заложение этого пояса, образование генерирующих его директивных разломов и формирование огромного объема магматических тел происходили в условиях общего для Востока Азии растяжения и контрастных, существенно вертикальных движений на границах глыб с разной плотностью.

Классический многоступенчатый окраинно-континентальный вулканогенный пояс, граничный для большинства геоблоков Южноамериканского континента, описан в 1978 г. М. Г. Ломизе, Н. В. Короновским и автором. В мезозое на сиалической коре имело место заложение «андезитовых» (частично андезито-граувакковых) геосинклиналей. Позднее с конца юры по палеоген включительно вулканические серии составляют дифференцированные ряды от известково-щелочных андезитов до риолитов. Внедрение интрузий, связанных с вулканогеном, происходило с поздней юры до среднего эоцена. Преобладающий состав менялся от диоритового до тоналитового. Особенности линейного Андийского горного сооружения: 1) весьма мощная кора (75—70 км), 2) значительный гравитационный минимум, 3) сильная сейсмичность, 4) динамичность позднекайнозойских и четвертичных процессов, превратившие Анды в высокогорную провинцию с проявлением мощнейшего вулканизма. Общий объем материала кайнозойского вулканизма Анд, согласно подсчету Е. Е. Милановского, составил 1 млн. м³.

В группу Б коровых седиментогенных межблоковых систем отнесены перикратонные и краевые прогибы, авлакогены, а также структуры внутренних (входящих) углов. Последние близки к выделенным Кэри сфенокэзмам — клиновидным раздвиговым зонам. Перикратонные прогибы нередко составляют раннюю стадию развития пограничных структур, краевые прогибы — вторую стадию и предгорные прогибы — завершающую. Обычно перикратонные прогибы и многие авлакогены претерпевают складчатость, тесно связанную с образованием надвигов, и превращаются в краевые или внутренние по отношению к рядом находящейся платформе складчатые, складчато-надвиговые или складчато-глыбовые системы. Примерами граничных структур с весьма мощным (10—15 км) осадочным, частично осадочно-вулканогенным выполнением являются межгеоблоковые системы Аделаида (Австралия), Сетте-Дабанская — Юдомо-Майская (Восточная Азия), Маккензи — Скалистых гор (Северная Америка), Предандийская (Южная Америка).

Перикратонная составляющая этих систем имеет ярко выраженный терригенно-карбонатный формационный комплекс, тогда как в эпоху формирования краевого прогиба ведущее значение приобретает молассовый комплекс, терригенный и (или) красноцветный, что зависит существенно от климатической обстановки. В эпоху резкого роста складчатых горных сооружений формируются предгорные прогибы с грубой верхней молассой.

Известно, что Н. С. Шатский и А. А. Богданов в группу пограничных структур включали и авлакогены — структуры, близкие по формационным признакам к перикратонным прогибам. Примером граничных авлакогенов служат позднепротерозойские Пачелмский и Среднерусский, обрамляющие Волго-Камский геоблок. Значительный отрезок Датско-Польского авлакогена (шовной складчатой зоны) граничит с Белорусско-Прибалтийским геоблоком. Эти межгеоблоковые системы характеризовались длительным развитием (от 1,5 до 0,65 млрд. лет), сравнительно мощным (до 3 км) осадконакоплением и часто сложным (с внутренними грабенами и горстами) строением.

Из седиментогенных пограничных структур следует упомянуть о прогибах и впадинах шельфовых зон и о периеокеанских прогибах. Первые из них широко известны во внутреннем обрамлении геоблоков транзиталей — по периферии окраинных морей в Охотском и Беринговском геоблоках, в геоблоке Сулавеси и некоторых других.

Периеокеанские прогибы — граничные межгеоблоковые системы на сочленении континентов и океанов. Они тесно связаны с особыми «маргинальными» (Д. Е. Гершанович, А. Ю. Юнов) структурообразующими процессами, к которым относится формирование очень мощных осадочных линз в шельфовых зонах и вдоль континентальных подножий. Периеокеанские прогибы («периеокеанические опускания», по В. Е. Хаину и Л. Э. Левину), развитые на пассивных окраинах, — нефтегазоносные седиментогенные бассейны, которые изучаются геолого-геофизическими методами и глубинным бурением.

Наиболее крупные маргинальные системы, к которым следует относить и краевые плато, а также континентальные уступы и ступени, развиты на атлантических окраинах Северной и Южной Америки, Европы и Африки, на западе и востоке Индийского океана.

Несмотря на общие черты геологической истории периеокеанских прогибов — большие мощности терригенно-карбонатных осадков, существенная роль эвапоритовых фаций, закономерная смена континентальных и мелководных осадков глубоководными, проявление основного магматизма, — каждая маргинальная межгеоблоковая система имеет свою фациальную и тектоническую зональность. К сожалению, ни одна скважина глубоководного бурения не достигла основания периеокеанских прогибов.

А. Ю. Юнов считает, что этап маргинального тафрогенеза следует за предшествующим сводовым воздыманием. Тафрогенные

прогибы, формирующиеся вдоль окраинно-материковых разломных зон, заполняются континентальными и реже морскими и эвапоритовыми толщами. Растяжение коры сопровождается проявлением основного магматизма (дайки, силлы, покровы). В ряде районов создается мозаично-блоковая структура, сопровождающаяся образованием краевых плато (Блейк, на побережье Северной Америки, Воринг — Европа и др.) с крутым уступом, обращенным в сторону океана.

В дальнейшем развивается морское осадконакопление (мелководные и гемипелагические фации). Мезозойские нисходящие движения сменяются в кайнозое контрастными вертикальными перемещениями, приводящими к оформлению современного континентального склона и в периоды низкого стояния уровня океана к интенсивному врезанию каньонов. Признание начального мезозойского формирования периокеанских межгеоблоковых систем не универсально. В Северной Канаде известны и ранне-среднепалеозойские прогибы (например, впадина Антикости).

Следует напомнить, что Н. С. Шатский большое значение придавал внутренним (входящим) углам платформ. Если считать, что такие структуры образуются не только как межразломные при вертикальном погружении соответствующего блока треугольной формы, но и при раздвиге (возможно и вращении) жесткого обрамления, то необходимо с должным вниманием отнестись к предложению Кэри о выделении сфенокэзмов — клиновидных структур, примером которых является Бискайский залив и его продолжение на континенте (Аквитанский бассейн). В некоторых сочленениях геоблоков Гренландского и Баффинова, Индостанского и Аравийскоморского, возможно, Колымского и Охотского, Янцзы и Южно-Китаеморского, на севере Филиппинского образуются мощные (свыше 4—5 км) осадочные призмы и создаются благоприятные условия для нефтегазонакопления.

При растяжении и разрыве континентальной коры возникла межгеоблоковая система Красного моря. Известно, что в ее осевом трого наблюдается океанская кора с полосовыми магнитными аномалиями, вулканической и термической активностью, сопровождаемой специфической металлоносностью геотермальных систем. Отмечаются особые черты проявления современного вулканизма Красноморского трого, где наряду с толентовыми базальтами присутствуют мантийные выплавки с повышенной щелочностью, а также дифференциация исходных базальтовых магм (до трахитов).

В группе В — регмагенных межгеоблоковых систем весьма контрастная граница транзиталь — океан. В соответствии с развиваемой нами концепцией весь комплекс граничных структур — островные дуги, глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны Завалицкого — Беньюфа, обрамляющие геоблоки, связаны не с погружающейся «толстой» холодной плитой, двигающейся от гребня срединноокеанского поднятия, а со сложными геологическими процессами, происходящими в межгеоблоковых системах длительной мно-

гообразной тектонической активности. Отсюда каждая такая система должна иметь индивидуальные особенности. Так, фокальные зоны на границах одних геоблоков узкие и концентрированные (дуга Тонга), на других образуют широкий клин (Курильская дуга), в третьих сейсмическая зона вначале падает полого, а затем почти вертикально (Марианская дуга). Существенно изменяется глубина их проникновения в верхнюю мантию. Выявляется разница в количестве астеносферных слоев. Известно, что ориентация напряжений также не имеет устойчивой тенденции и меняется в различных граничных системах геоблоков. Л. М. Балакина считает, что в окраинной зоне Тихого океана не существует единого поля напряжений от поверхности до глубин в сотни километров.

Согласно данным С. А. Щеки и Н. Л. Куренцовой, в одних желобах (Курило-Камчатском) на внешнем океанском и внутреннем склонах преобладают островодужные толеитовые базальты и андезиты, в других (Марианский желоб) вскрыты магнезиальные гипербазиты, двупироксеновые габброиды, толеитовые базальты, андезиты и амфиболиты. В желобе Тонга среди гипербазитов встречаются как магнезиальные, так и железистые разности с аномально низкой титанистостью. Отмечается, что в ряде мест, где с желобами граничат относительно консолидированные части островных дуг (вал Хоккайдо, о-в Гуам), даже на океанском склоне желоба внедрялись трахибазальтовые (калиевые) магмы с толеит-пикритовыми (бониниты) дифференциатами. Установлено тектоническое перемещение пластин, сложенных ультрабазитами, базитами и базальтами в желобах Пуэрто-Рико и Южно-Сандвичевом. К регматическому типу межгеоблоковых океанских систем принадлежат внутрокеанские вулканогенные пояса — Императорский, Гавайский, Лайн, Гуамоту и «Линии о-ва Пасхи». Эти протяженные цепи подводных гор, обычно насаженные на один цоколь, — четко выраженные граничные элементы, обладающие характерными особенностями физических полей. К ним приурочены положительные гравитационные аномалии (Δg с. в.) $+100 \cdot 10^{-5} \div -200 \cdot 10^{-5}$ м/с² и резко выраженные магнитные аномалии, несовпадающие с полосовыми магнитными аномалиями океанских геоблоков и часто пересекающие их под прямыми углами. Эти граничные элементы обладают утолщенной (до 20 км) корой, состоящей из слоев: 6,5—6,8 км/с (10—12 км) и 4,8—4,9 км/с (9—10 км). Вулканогенные породы представлены в основном базальтами, отличающимися повышенной щелочностью. Проявление вулканизма Гавайской цепи часто приводится как пример сложной дифференциации мантийной базальтовой магмы. Эти вулканогенные пояса, как и длительно развивающиеся глубинные регматические зоны, изменяют по простиранию свой возраст.

Иногда пограничными структурами в океанах служат протяженные и довольно широкие вулканические нагорья (Маркус-Неккер в Тихом океане, Рио-Гранде в Атлантическом), некоторые оленды (Кергелен и Крозе) и более сложные «составные» сооружения, состоящие из линейного глыбового и вулканогенного под-

нятий (Китовый хребет). Эти очень крупные океанские геологические тела не имеют аналогов на континентах и в транзиталах. В петрологическом аспекте оленд Кергелен, расположенный на пересечении разлома Амстердам и гипотетического разлома, следующего по оси плато, уникален не только составом пород (сиениты, граниты), но и их чрезвычайной молодостью (12—7—5 млн. лет). Быть может, это является ключом для разгадки происхождения щелочных интрузий, связанных с базальтовой магмой.

НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Известно, что минеральное сырье — важнейший фактор мировой экономики — распределено неравномерно [53 и др.]. В специальной литературе достаточно полно освещены закономерности концентрации полезных ископаемых в подвижных поясах Земли — структурах, располагающихся в межгеоблоковых швах. Имеются и попытки выделения «металлогенных» блоков (М. И. Ициксон, И. В. Давиденко и В. А. Зубков, Н. С. Малич и Е. В. Туганова). В. Н. Козеренко [28] акцентирует внимание на мегаблоках, обладающих структурно-металлогеническими особенностями. Однако, как указывалось в введении, первыми о связи блокового строения Земли с размещением рудоносных площадей высказались геологи, занимающиеся докембрием.

По данным известных геохимических классификаций (В. М. Гольдшмидт, Э. Садецки-Кардош) на поверхности Земли выступают геоблоки сидерофильные, халькофильные, литофильные и седиментогенные (седиментофильные, по Э. Садецки-Кардошу). Естественно, что в зависимости от сложной многоэтапной истории развития геоблоков возможны перекрытия, создающие промежуточные ассоциации (хальколитофильные, сидеролитофильные и др.), на что обратили внимание А. А. Смыслов и Е. В. Плющев. В большинстве случаев минерагенический облик геоблоков достаточно специфичен (рис. 17, табл. 2).

Придерживаясь классификации, рассматриваемой в предыдущем разделе, в группе анастабильных кратонных геоблоков различаются раннедокембрийские, существенно с симатической корой, включающие зеленокаменные (супракрустальные) пояса с проявлением вулканитов толент-базальтового, коматитового и реже кислого состава. Геоблоки этого типа имеют существенно сидерофильный геохимический профиль. Ведущие полезные ископаемые в них — железо, марганец, никель, хром и металлы платиновой группы, иногда колчеданные руды (серный колчедан, реже цинково-медный) и золото. Одним из выдающихся по концентрации полезных ископаемых сидерофильных геоблоков является Южно-Африканский; за ним следуют Восточно-Бразильский с «железным четырехугольником», Индостанский, Сьюпериор, и ряд других.

К сидерофильным геоблокам кратонного типа относится Западно-Австралийский с очень крупными месторождениями железа, никеля и золота. В мегаблоке Пилбара рудные тела вторично обогащенных гематитовых руд приурочены к трем стратиграфическим

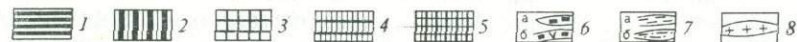
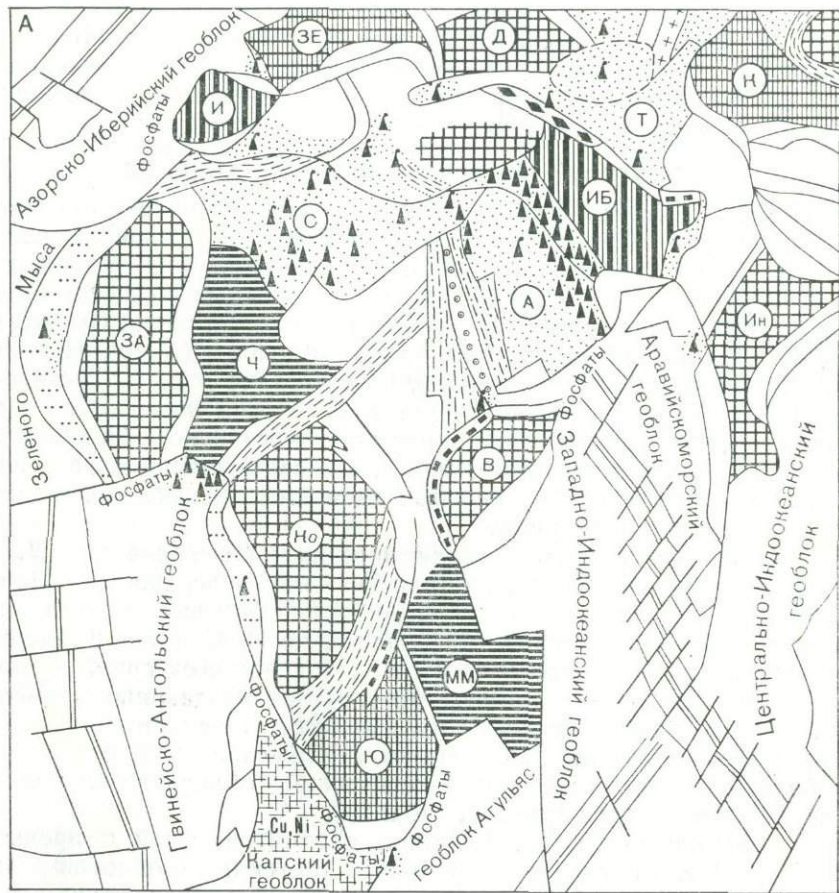
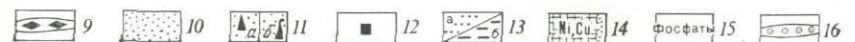
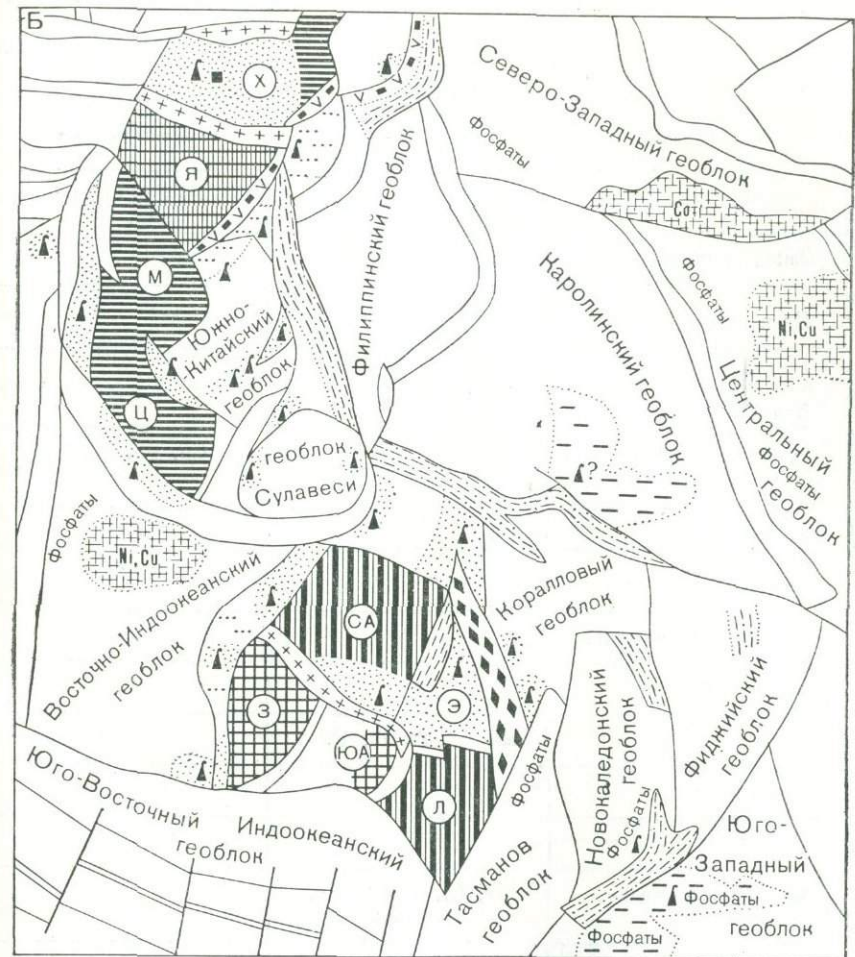


Рис. 17. Минерогенетические схемы геоблоков (А) и межгеоблоковых (Б) систем

А — Африка и сопредельные районы; Б — Юго-Восточная Азия и Австралия; 1—5 — геоблоки сидерофильные; 4 — халькофильно-литофильные, 5 — сидерофильно-халькофильные; 6—9 — межклинальные складчатые системы (а) и островные дуги (б) халькофильные, 8 — геосинхалькофильно-литофильные; 10—13 — седиментогенные геоблоки и другие области осадконакопительных бассейнов; 13 — нефтегазоносные и, возможно, нефтегазоносные периферические и копаемые дна океана и морей; 14 — скопление железомарганцевых конкреций, 15 — площади Иберийский (И), Западноевропейский (ЗЕ), Дунайский (Д), Туранский (Т), Казахский Аравийский (А), Ковго (К), Вали-Шебели (В), Южно-Африканский (Ю), Мозамбикско-Равнинно-Зондский (Ц), Северо-Австралийский (СА), Западно-Австралийский (З), Южно-Ав-



некоторых регионов мира

(по преобладающему геохимическому профилю): 1 — литофильные, 2 — халькофильные; 3 — геоблоковые системы; 6 — краевые поднятия (а) и вулканогены (б) литофильные, 7 — клинальные складчатые системы сидерофильные и сидерофильно-халькофильные, 9 — то же, скопления на шельфе и в океане; 10 — геоблоки, 11 — нефтегазоносные бассейны, 12 — углешельфовые бассейны (а) и перспективные океанские бассейны (б); 14—16 — полезные ископаемые фосфатов, 16 — металлогенные илы и гидротермы Красного моря. Геоблоки: (К), Сахарский (С), Ирано-Белуджистанский (ИБ), Западно-Африканский (ЗА), Чад (Ч), Мадагаскарский (ММ), Индонезийский (И), Хуанхе (Х), Янцзы (Я), Меконг (М), Центрально-Австралийский (ЮА), Эроманга (Э), Лаклин (Л)

горизонтам полосчатых железистых кварцитов группы Хамерсли. В большинстве добываемых руд содержатся гематит (70%) и гётит (23%). В мегаблоке Илгарн рудные тела связаны с архейскими стратиграфическими подразделениями полосчатых желези-

стых кварцитов, ограниченными метаосадочными или метавулканическими породами зеленокаменной серии. Никеленосная сульфидная провинция мегаблока Илгарн ассоциируется с архейскими массивами ультрабазитов, достигающих длины десятков километ-

Геохимический про

	Геоблоки	Литофильные	Халькофильные
Юг Европы	Иберийский		Hg, Pb-Zn, Cu, пирит, Ag, W
	Западноевропейский		
	Днепровский		
Юго-Западная Азия	Мелоазиатский		
	Аравийский		
	Ирано-Белуджистанский		Cu, Pb, Zn, Cr
	Казахстанский		
	Туранский		
	Индостанский		
Африка	Западно-Африканский		
	Сахарский		
	Чад	Sn, W, Ta-Nb, V, Au	
	Конго		
	Вади-Шебели		
	Мозамбикско-Мадагаскарский	Be, Li, Ta-Nb, Cr, графит	
	Южно-Африканский		
Австралия	Западно-Австралийский		
	Южно-Австралийский		
	Северо-Австралийский		Pb, Zn, Cu, Au, U
	Лаклан		
	Эроманга		
Восточная Азия	Центрально-Зондский	Sn, W, Au, Cu, Mo, Sb	
	Меконг	Sn, W, Pb, Zn	
	Янцзы	Sn, W, Sb, Hg	
	Хуанхэ	W, Fe	

филь геоблоков

Сидерофильные	Хальколитофильные	Сидерохалькофильные	Седиментогенные
	Pb, Zn, U, Sn, W, Fe		Уголь, нефть, газ
Fe, Mn			
Cr, Hg, Sb			
			Нефть—газ
	Cu, Pb, Zn, Mo, W		
			Нефть—газ
Mn, Fe, Cr, Pb, Zn, Mn			
Fe, Mn, Cr, Au,			
			Нефть—газ
Mn, Di, Cr, Cu			
Fe, U, Th			
		Cr, Ni, Pt, Au, U, Cu, Sb, алмазы Fe, Ti, Co	
Fe, Ni, Au			
Fe			
	Pb, Zn, Cu, Sn, Sb		
			Нефть—газ

ров. В типичном месторождении Кембалда выше базальтов лежащего блока (>2 км) залегает толща обогащенных магнием ультрабазитов (0,3—0,6 км), в основании которой находятся линзы «контактовых» никельсодержащих сульфидов. Большинство золоторудных месторождений этого же мегаблока приурочено к основным вулканитам, состоящим из подушечных толеитовых базальтов, долерит-габбровых интрузий и туфовых и других сланцев. В месторождении Голден-Майл (Калгурли) наиболее продуктивны кварцевые долериты. Всего в Западно-Австралийском геоблоке к середине 1978 г. было добыто 2130 т золота.

Примером сидерофильного геоблока с наложением литофильных свойств служит Южно-Африканский [28]. В его пределах развиты весьма мощные древние вулканогенные толщи основных интенсивно дифференцированных пород, послужившие, вероятно, источником большого количества золота, сконцентрированного в многочисленных относительно мелких золоторудных (часто с сурьмой) месторождениях. Проявление более позднего интрузивного магматизма, связанного с активизацией протоплатформы, характеризуется формированием полно дифференцированных комплексов основных пород. К ультрабазитам этих расслоенных интрузивов приурочены уникальные по размерам месторождения хромитов и платины. Позднее контрастные глыбовые подвижки создали впадину Витватерсранд, в которой сформировались знаменитые золото-урановые конгломераты.

Следовательно, в ранний этап металлогенического развития геоблока наиболее широко проявились его сидерофильные черты и появились месторождения комплексного характера, связанные с гранитоидами разного возраста. К ним относятся позднеархейские пегматитовые с литиевой, цезиевой, бериллиевой и оловянной минерализацией и более молодые (1,3—0,8 млрд. лет) также пегматитовые жилы с интенсивным наложенным оруденением олова, вольфрама, молибдена и меди. Характерна алмазность. По данным В. О. Ружицкого и В. Д. Скульского, большая часть кимберлитовых тел, одновозрастных с долеритами Карру или прорывающих их, находится в полосе длиной 500 км северо-восточного направления; здесь добывается около 35 % общего количества алмазов, извлекаемых из недр Африканского континента.

Известно, что в некоторых кратонных геоблоках тектоническая подвижность продолжалась в фанерозое и с процессами тектономагматической активизации связаны различные полезные ископаемые. Так, в Восточно-Бразильском геоблоке вслед за докембрийским развитием с многократным повторением железорудных толщ в нижнем структурном этаже имело место медное, а затем — золотое и урановое оруденения. Для этого геоблока большое значение имела мезозойская минерогеническая эпоха; к последней принадлежат щелочные породы (150—130; 110—100; 65—40 млн. лет). С нефелиновыми сиенитами здесь связаны крупные месторождения ниобия и редких элементов, а также апатита (Якупиранга).

Из докембрийских геоблоков с четко выраженной минерогенной

литофильного профиля следует отметить Мозамбикско-Мадагаскарский, где широко проявились процессы пегматитообразования и щелочного метасоматоза, связанного с обширным и повторным формированием гранитоидов от 1,7 до 1,0—0,8 млрд. лет и 0,65—0,45 млрд. лет. Бериллий, литий, ниобий, тантал — наиболее характерные элементы редкоземельных пегматитов геоблока. Основным районом добычи бериллия на континенте является Алту-Лигонья и на Мадагаскаре месторождение Малакиалина, находящееся на крайнем юге острова. Слюда—флогопит, высокосортный графит и драгоценные камни — немаловажное сырье региона.

Сидерофильный профиль имеют трапповые геоблоки. Ю. Г. Старицким выделен щелочно-фемический тип платформенной металлогенической провинции с тунгусским подтипом с магматическими кобальт-медно-никелевыми месторождениями, связанными с дифференцированными интрузиями трапповой формации. К той же формации, но с интрузиями повышенной железистости или щелочности принадлежат гидротермальные месторождения железа и иногда свинца — цинка. С эффузивной фацией траппов связаны низкотемпературные месторождения исландского шпата, барита и целестина.

Н. С. Малич и Е. В. Туганова в качестве самостоятельного структурного элемента рассматривают Тунгусский металлогенный геоблок (мегаблок), в пределах которого имело место повторение (поздний рифей, кембрий, триас) медьсодержащих рудных формаций как экзогенного, так и эндогенного происхождения. Другим примером является Анабарский геоблок (по Н. С. Маличу и Е. В. Тугановой, Анабаро-Алданский мегаблок) с неоднократным проявлением йиолит-карбонатитовой и кимберлитовой формаций (поздний рифей, средний палеозой, ранний мезозой, поздний мезозой).

Минерагеня крупных седиментогенных геоблоков определяется в первую очередь их нефтегазоносным потенциалом. В качестве примеров рассмотрим катастабильные геоблоки древних платформ — Миссисипский и Сахарский. В первом из них с востока на запад располагаются палеозойские бассейны: Преаппалачский, Мичиганский и Иллинойский и Западный Внутренний и Пермский. В кембрии — раннем карбоне широко развиты карбонатные и терригенно-карбонатные отложения и в позднем карбоне — угленосные и красноцветные. Бассейны восточной части геоблока имеют относительно простую структуру синеклиз. На западе при приближении к Кордильерам бассейны усложняются узкими валами и разломами. Продуктивные нефтегазоносные горизонты почти повсюду среднепалеозойские, и только в Пермском бассейне наиболее богатые нефтью пласты находятся в нижнепермских отложениях. В геоблоке насчитываются многие тысячи месторождений нефти и газа.

Не менее впечатляет по своей нефтегазоносности Сахарский седиментогенный геоблок с преобладанием терригенных отложе-

ний. В разных синеклизах возраст продуктивных слоев изменяется от кембрия до девона. В Алжиро-Ливийской синеклизе нефтегазодносным является весь палеозой. На востоке геоблока в синеклизе Сирт наиболее крупные месторождения нефти связаны с верхнемеловыми песчано-глинистыми известковистыми породами. Так, гигантское месторождение Сарир приурочено к сложно построенному поднятию, осложненному разрывами. В синеклизе Сирт залежи нефти и газа заключены в отложениях докембрия¹ (выветренные граниты на месторождении Ауджила), кембро-ордовика, верхнего мела и палеоцена — эоцена.

Длительное оседание (катастабильный режим), охватившее в фанерозое крупные участки литосферы, привело к формированию мирового значения залежей углеводородов. Это относится и к геоблокам (плитам) молодых платформ, имеющих более сложный фундамент. В них заключен, по подсчетам Н. А. Беляевского, весьма значительный объем преобладающих осадочных пород — в Западно-Сибирском геоблоке $9,4 \cdot 10^6$ км³ и в Туранском (включая Скифскую плиту) — $6,5 \cdot 10^6$ км³.

Эндогенная металлогения геоблоков с мощным длительно развивающимся осадочным чехлом связана с тектоно-магматической активизацией. Так, в Ирано-Белуджистанском геоблоке очень молодое (20; 15—12 млн. лет) медно-порфировое и полиметаллическое оруденение тяготеет к краевым вулканогенным поясам или к отдельным вулканоплутоническим ареалам. Так, месторождение Сар-Чешме на юго-востоке геоблока приурочено к гранодиоритам, прорывающим среднеэоценовую туфо-карбонатную толщу. Медная минерализация сосредоточена в контактовой зоне штока аргиллизированных гранодиорит-порфиров и в мелкозернистых гранодиоритах. В центре Ирана с кайнозойскими гранитоидами связаны крупные гидротермальные месторождения арсенидов никеля и кобальта. Они сопровождаются сульфидами меди, полиметаллическими рудами и урановой смолкой.

Весьма разнообразна металлогения мозаичных геоблоков. В них сочетаются характерные особенности геосинклинального и орогенного этапов, а также, главным образом по отношению к средним массивам, этапа тектоно-магматической активизации. Закономерности оруденения в этого типа структурах детально изучены В. И. Смирновым, В. А. Кузнецовым, А. Д. Щегловым, Г. А. Твалчрелидзе, В. И. Казанским и другими исследователями. Многоэтапность минерагенических ассоциаций создает предпосылки совмещения в мозаичных геоблоках халькофильного и литофильного геохимического профиля. Именно здесь устанавливается металлогеническая зональность, контрастная в пределах рудных провинций, включающих разнотипные тектонические блоки. Примером может служить Казахстанский геоблок, где уже полтора десятка лет назад А. И. Семеновым и К. И. Дворцовой, учениками и последователями Ю. А. Билибина, впервые сформулировавшего принципы регионального металлогенического анализа геосинклинальных складчатых областей, была разработана система стадий-

ности формирования каледонид и герцинид, указаны типичные магматические, осадочные и осадочно-вулканогенные формации и связанные с ними полезные ископаемые и генетические типы месторождений. Установлено, что для казахстанских каледонид характерно оруденение Fe, V, Mo, P, Ti, Mn, Cu, Pb, Zn, Mo, Nb, Ba, CaF₂ и Al и для Джунгаро-Балхашских герцинид — Pb, Cu, Mo, W, Sn, Fe, Nb, As, CaF₂ и высокоглиноземистого сырья. Двухэтапное развитие с соответствующими месторождениями отмечено и для Алтае-Саянского геоблока.

В мозаичных геоблоках Западной Европы, где из-под довольно мощного чехла на поверхность выступают как массивы с древним кристаллическим основанием, так и палеозойскими складчатыми комплексами, развиты эндогенные месторождения эпохи активизации, связанные с движениями сводово-глыбового типа. Согласно А. Д. Щеглову, для них характерны в ранней стадии кислые интрузии с месторождениями олова и вольфрама и в поздней — щелочные породы, сопровождающиеся оруденением золота, сурьмы, редких земель, иногда свинца и цинка. Примерами могут служить в Иберийском геоблоке Испанская Мезетта (W, Sn, Au, Pb) и Французский массив (Sn, W, F, Sb, Mn). В обрамлении срединных массивов Западноевропейского геоблока развиты телетермальные полиметаллические месторождения, часто представленные согласными рудными залежами.

Геоблоки с литофильным геохимическим профилем группируются в меридиональный восточно-азиатский ряд. Сюда относятся такие мозаичные геоблоки, как Колымский, Амурский, Меконг и Центрально-Зондский, а также активизированные платформенные геоблоки Хуанхэ и Янцзы. Почти сорок лет назад С. С. Смирнов отнес Восточную Азию к Внешней («станнофильной») зоне Тихоокеанского рудного пояса, в которой преобладает минерализация (олово, вольфрам), связанная с существенно кислыми магмами. Несмотря на заметный в этих геоблоках мезозойский минерально-сырьевой потенциал (железо, фосфориты, каменный уголь), основные рудные богатства приурочены к мезозойской металлогенической эпохе. Примером литофильного геоблока активизированной платформы может служить геоблок Янцзы, где в известном вольфраморудном районе Южного Цзянси сосредоточено несколько сот месторождений вольфрама преимущественно кварцевожильной формации, а также грейзены, в которых вольфраму сопутствуют олово, бериллий, висмут и тантал-ниобий [23]. Как известно, КНР по запасам вольфрама далеко опережает все страны мира. Еще более велико значение геоблоков Меконг и Центрально-Зондского в мировой продукции олова (Малайзия 25 %, Таиланд 12 % и Индонезия 10 %).

Минерагеническое значение геоблоков и межгеоблоковых систем транзиталей велико. На первом месте следует поставить нефтегазоносность островных дуг и шельфовых бассейнов. Среди них выделяются крупные нефтегазоносные бассейны Индонезии (Центрально-Суматринский с гигантом Минас, Южно-Суматрин-

ский, Северо-Яванский) и многие другие, как вовлеченные в промышленное освоение, так и обладающие значительными перспективами (Северо-Новогвинейский, Аравийско-Андаманский бассейны). Сложное строение транзитали — сочетание вертикальных и горизонтальных движений — привело к образованию изолированных друг от друга замкнутых и полузамкнутых впадин с мезозойско-кайнозойским или кайнозойским выполнением. Здесь известны мелководно-морские терригенные, карбонатные, вулканогенно-осадочные (нередко туффито-диатомитовые на севере) и рифовые (на юге) формации. Мощность вулканогенно-осадочных и осадочных толщ колеблется в широких пределах от 2—3 до 8—10 км.

В транзиталях — активных континентальных окраинах только начинают раскрываться огромные перспективы нефтегазоносности. Еще в ранней работе автора (1937 г.) было обращено внимание на развитие диатомовых водорослей в кремнистых породах свиты Пиленги на Сахалине и на их роль в нефтеобразовании. На основании многочисленных исследований установлено, какое большое значение имеет терригенно-туффито-кремнистая группа формаций (Ю. К. Бурлин, Л. Э. Левин и др.) для образования промышленных скоплений углеводородов.

К дифференцированному типу геоблоков, транзиталей и обрамляющих их межгеоблоковым системам принадлежит существенная роль в мировой минерально-сырьевой базе меди, никеля, хрома, полиметаллических руд, серебра, золота и других металлов. М. И. Ициксоном и Е. А. Радкевич (Тихоокеанский пояс) и Г. А. Твалчрелидзе (Средиземноморский пояс) среди эндогенных месторождений транзитали выделяются две группы: 1) ассоциированная с гипербазитами (крупные месторождения хромитов Филиппин), отчасти с габброидами и продуктами их латеритного выветривания (месторождения никеля на островах Куба и Новая Каледония) и 2) ассоциированная с андезитами, отчасти с базальтами и их дифференциатами. Классическими районами развития колчеданных медноколчеданных руд типа Бесси (PZ₃—MZ) и Куроко (N) являются Японские острова. Имеющие важное экономическое значение руды Куроко связаны с вулканитами риолитово-дацитового состава, реже с андезитами (формация «зеленых туфов»). По мнению Г. А. Твалчрелидзе, месторождения островодужного типа Куроко отличаются от раннегеосинклинальных месторождений уральского типа: 1) рудоносные вулканогенные толщи сложены последовательно дифференцированными формациями толент-базальтовой магмы, контаминированной сиалическим веществом, 2) месторождения сформировались в весьма короткий отрезок времени и генетически связаны с гидротермальной деятельностью вулканических очагов, 3) характер пестрый состав руд — медно-полиметаллический с баритом, гематитом, марганцем и алунином.

Приобретают все большее значение в транзиталях медно-порфировые месторождения островодужных межгеоблоковых систем.

Так, в Филиппинской островной дуге разрабатывается более 10 месторождений. На востоке ее к крупному граничному разлому тяготеют колчеданные месторождения, а к центральной и западной зонам дуги — медно-порфировые. В этих зонах на палеозойском геосинклинальном комплексе залегают эоцен-олигоценовые андезит-дацит-липаритовые толщи, ниже-среднемиоценовые андезито-базальты и верхнемиоценовые — плиоценовые вулканиты. С диоритовыми комплексами, прорывающими среднюю толщу, связаны месторождения характерного штокверкового прожилково-вкрапленного типа.

В пограничной зоне между Коралловым и Каролинским геоблоками в северной части о-ва Новая Гвинея и на Соломоновых островах (Бугенвиле, Манусе и др.) известно свыше двух десятков медно-порфировых месторождений с возрастом 4—5 (Панагуа) до 13—16 млн. лет (Фреда-Ривер). По данным И. Г. Павловой, оруденение встречается в пространственной связи с интрузиями диоритов — кварцевых диоритов на контакте их с вулканитами (от андезитов до дацитов). Эти месторождения островодужных систем принято связывать с зоной Заварицкого — Бенъофа. Для них в отличие от месторождений континентов, кроме молибдена, присутствующего не во всех месторождениях, характерно наличие золота и серебра. На месторождении Пангуна, расположенном на о-ве Бугенвиль, действует с 1972 г. очень крупный медный горно-обогатительный комбинат. Известны здесь и другие перспективные медно-порфировые месторождения.

Остановимся на некоторых проблемах минерации Мирового океана (главным образом на примере Тихоокеанского суперрегиона) и роли Великого Тихоокеанского геораздела. В интервале наиболее продуктивных в отношении образования конкреций (между 25° с. ш. — 20° ю. ш.), по данным М. И. Ициксона и С. А. Андреева, геоблоках, расположенных к западу от геораздела, преобладают конкреции, богатые железом, а к востоку — марганцем. К западу от геораздела выше концентрации кобальта, а к востоку — меди и никеля. В Центральном геоблоке вблизи возвышенности Магеллана находится мозаичное конкреционное поле, блоки которого неравномерно обогащены кобальтом, медью и никелем. Обращает внимание повышенное содержание цветных металлов в межгеоблоковых системах. Так, вдоль оси вулканического нагорья Маркус-Неккер известно рудное поле, обогащенное кобальтом и в меньшей мере никелем и медью; во внутриокеанских вулканогенах Гавайском и Туамоту содержание кобальта в конкреционных полях превышает 0,5 %, достигая 1,0 %. Богатыми концентрациями меди и никеля отличается межгеоблоковая полоса Кларирон — Клиппертон. Крупные поля конкреций, обогащенных цветными металлами, находятся в Перуанском и Чилийском геоблоках, разделенных вулканогеном о-ва Пасхи — острова Сала и Гомес. В Перуанском геоблоке имеются два крупных поля с концентрациями Ni и Cu, в Чилийском — выявлено поле тех же металлов к западу от островов Хуан-Фернандес.

По данным И. О. Мурдмаа и Н. С. Скорняковой, крупные рудные поля конкреций приурочены к пелагическим областям весьма медленных скоростей осадконакопления с придонными течениями. Они отрицают сколько-нибудь существенную рудоконцентрирующую роль проявления вулканизма и других эндогенных факторов. М. И. Ициксон и С. И. Андреев отмечают полигенетичность конкрецнеобразования не исключая роли вулканизма и многообразной дезинтеграции гипербазитов.

В срединноокеанских поясах, контрастно разделяющих геоблоки, выявлены металлоносные океанские системы, тяготеющие к рифтовым зонам. Они разнообразны по форме, составу растворов и гидротермальных проявлений. Значительные масштабы последних известны в межгеоблоковой раздвиговой зоне Калифорнийского залива, впадине Хесса, депрессии Бауэра, в зонах трансформных разломов на пересечении их с рифтовой зоной Аравийско-Индийского поднятия.

Проблема нефтегазоносности океанских геоблоков изучена еще очень мало. В первую очередь привлекают внимание внешельфовые структуры — оленды и микроматерики, примыкающие к континентам (плато Фолкленд), и транзитали (оленд Онтонг-Джава, плато Кэмпбелл). Имеются данные и о повышенной мощности осадочной толщи в некоторых котловинах (например, в Центрально-Индоокеанском геоблоке к юго-востоку от о-ва Шри-Ланка). Особенно благоприятны для скопления углеводородов оленды с мощными осадочными и осадочно-вулканогенными линзами, что доказано наличием в их верхних горизонтах рассеянного органического вещества, умеренной деформированностью толщ и протяженным сводовым воздыманием (юг оленда Онтонг-Джава).

Известный интерес представляет и сопряжение геоблоков под углом с накоплением очень мощных осадков (например, север Баффинова моря). Напомним, что структуры типа сфенокэзмов тесно связаны с нефтегазоносными бассейнами. Так, на продолжении сфенокэзма Бискайского залива находится Аквитанский нефтегазоносный бассейн с 15 нефтяными и газовыми месторождениями. Из них газовое месторождение Лан относится к категории крупнейших. Основная продуктивная толща бассейна — доломиты и доломитизированные известняки верхней юры — неогена.

Граничные металлогенические межблоковые системы рассматривались М. И. Ициксоном, В. И. Казанским, А. Л. Ставцевым, В. М. Терентьевым и др. В соответствии с принятой нами классификацией остановимся на некоторых из них.

Из внутриконтинентальных систем межгеоблоковая Дамара-Катангская является прекрасным примером протяженной халькофильной зоны. В складчатой полосе на северо-востоке системы расположен поперек генеральной структуры «Медный пояс», заключающий весьма крупные запасы меди и значительные свинцово-цинковые и урановые месторождения. Возраст оруденения

640—500 млн. лет. Среди месторождений известны пластовые и секущие, а также трубообразные. Отложения, вмещающие оруденения, терригенные (аргиллиты, кварциты, «загрязненные доломиты», рудные сланцы, конгломераты). Рудные тела иногда прослеживаются по простиранию на 2,4 км при мощности 10—20 м и глубине по падению 900 м. В юго-западной части системы медное оруденение приурочено к архею, но связано с кибаридами (1 млн. лет). В горах Отави находятся уникальные медно-свинцово-цинковые и свинцово-ванадиевые месторождения. Известны здесь и медно-рудные месторождения, связанные с базитовыми интрузиями, и оруденение, приуроченное к пегматитовым жилам. Как считает Е. А. Долгинов, во внутриконтинентальных шовных поясах Африки развиты стратиформный, жильный и магматогеенный типы оруденения.

Другой хорошо изученной межгеоблоковой системой является Уральская с четко выраженной продольной зональностью. Согласно исследованиям К. К. Золоева, М. А. Рапопорта, Б. А. Попова и других исследователей, здесь обнаружены чередование прогибов с базальтоидами и ультрабазитами и поднятия с гранитоидами, хорошо выраженные соответствующими полями силы тяжести. Рассматриваемая система отличается высокой раздробленностью. Разломы глубокого заложения особенно многочисленны на западе и в центральной части эвгеосинклинали. В последние годы достоверно установлена на западе полоса шарьяжей и надвигов. Господствует раннегеосинклиальная металлогения сидерофильного профиля — скарново-магнетитовое, хромитовое, платиновое, асбестовое и колчеданное оруденения, приуроченные к мощным вытянутым призмам базальтового слоя коры. Отмечается, что Тагильско-Магнитогорский прогиб, вмещающий основную массу месторождений железа и меди, характеризуется наиболее интенсивными положительными аномалиями Δg . Поднятиям с редкометальным оруденением орогенной стадии свойственны зоны пониженных значений гравитирующих аномалий. В этих структурах развиты блоки допалеозойских гнейсово-мигматитовых комплексов с многоактивной гранитизацией и мигматизацией. В поднятиях выделяются зоны: 1) с медно-кобальтовым, полиметаллическим и сульфидно-кварцевым оруденением, 2) с мусковитовой, антофиллит-асбестовой, кианитовой и гидротермально-метасоматической железорудной минерализацией.

Уральская межгеоблоковая система как геосинклиальная и металлогеническая развивалась длительно, в ней различаются архейско-раннепротерозойский, позднепротерозойско-раннеордовикский (байкальский) и среднеордовикско-пермский металлогенические этапы при ведущем значении последнего. Выделяются области: Центрально-Уральская [Fe, Mg, Cr, полиметаллические руды и редкие металлы (PR—PZ)], Восточно-Уральская [1) Fe, Cr, Mn, Cu, полиметаллические руды, хризотил-асбест (O—C₂), 2) Fe, антофиллит-асбест, графит, высокоглиноземистое сырье, редкие металлы (PR₃—PZ), 3) редкие и редкоземельные металлы, вер-

микулит, кианит, слюда — мусковит, корундовые плагиноклазиты и др. (PR_3 — PZ_3), 4) Fe, полиметаллические руды, Fe, Cr, хризотил-асбест (S—P) и некоторые др.]. Предполагается, что в процессе взаимодействия ювенильно-мантийного материала рудное вещество накапливалось в виде рудных кристаллических фаз магматических расплавов. В дальнейшем происходила многократная экстракция металлов из пород субстрата с переотложением и скоплением рудного вещества.

Граничные седиментогенные межгеоблоковые системы — вместилища стратиформной, иногда крупной полиметаллической минерализации, а также месторождений энергетического и химического сырья — угля и углеводородов. В Канадских Скалистых горах к перикратонному прогибу, преобразованному в краевую складчато-надвиговую зону, принадлежит известное позднепротерозойское месторождение пластообразных массивных полиметаллических руд Сулливан, в котором кроме свинца и цинка попутно извлекают серебро, олово и другие металлы. Эти металлогенические структуры выделены в «периплатформенные полиметаллические системы» различного (преимущественно позднепротерозойско-раннепалеозойского) возраста. На основании изотопических исследований рудных свинцов установлено присутствие свинца (1,7; 1,3; 0,8 млрд. лет) и предполагается полихронное формирование рудных концентраций.

Авлакогены по структурным и формационным признакам близки к перикратонным прогибам. Примером значительного по размерам и запасам меди может служить раннепротерозойский Удоканский авлакоген, вклинивающийся между Байкальским и западной частью Алдано-Станового геоблока.

Широко известна нефтегазоносность периокеанских прогибов, развитых на пассивных окраинах континентов. Наряду с линейными прогибами привлекают внимание широкие клиновидные погружения типа впадины дельты Нигера, выполненной комплексами пород терригенно-карбонатного (альб-сантон) и терригенного (кампан — палеоцен и эоцен — антропоген) состава. Подавляющее число залежей нефти приурочено к песчаникам эоцена — плиоцена. Все месторождения в дельте Нигера (на суше и на шельфе) многопластовые.

Межгеоблоковые колчеданоносные провинции хорошо трассируют древние швы, располагающиеся на континентальных окраинах. К ним относятся Северо-Скандинавская, Аппалаческая, Береговых хребтов Северных и Южных Кордильер и граничные с океанскими геоблоками провинции транзиталей (Карибская, Курило-Японская и Малазийская).

Следует обратить внимание на межгеоблоковую систему, в которой процессы рудообразования происходят в настоящее время. Это рифтогенная раздвиговая щель Красного моря, где гидротермальная деятельность началась 13 тыс. лет назад. Отметим, что во впадине Атлантик-II с 1964 по 1973 г. температура рассола возросла с 56 до 61 °С. В этой впадине наблюдается семь фаций

металлоносных илов с сульфидами меди и цинка. Установлено также небольшое количество Co, Ni, Pb, Cd, As, In, Hg, Au и Ag. Красноморский рифт, вклинившийся между Нильским и Аравийским геоблоками, одновременно рассекает граничную систему Хияз, завершившую свое развитие на границе протерозоя и фанерозоя. К этой системе принадлежит Нильская золотоносная провинция, где начало добычи золота относится к 4000 г. до н. э. Возраст оруденения (по галениту золотоносных жил) 500 млн. лет. Сейчас еще нет данных о событиях, происходивших в области структурного шва, на значительном отрезке геологической истории. Вряд ли он мог исчезнуть. Отсюда возобновление в его пределах тектонической активности представляется закономерным.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

При описании геоблоков и межгеоблоковых систем приводились основные сведения о возрасте слагающих их геологических тел. В данном разделе мы попытаемся на отдельных примерах показать этапы развития геоблоков, выделяя те из них, которые имели решающее значение для их распознавания и становления как самостоятельных объемных структурных единиц, по возможности выявить их минерагенические особенности, что облегчается использованием данных В. И. Смирнова [37].

Древнейшие образования кратонных геоблоков благодаря их высокому стоянию и длительному анастабильному режиму хорошо обнажены. Л. И. Салопом в 1982 г. детально изучена геологическая история, а В. И. Казанским — рудоносность докембрия. Сформированная в протопланетный этап кора состояла из продуктов основной магмы; появились и первые очаги сиалической коры («серые гнейсы»). Если в первичном этапе геологической истории благодаря неравномерной аккреции и интенсивной бомбардировке метеоритами еще не окрепшей коры появились неоднородности, намечившие границы геоблоков, то более отчетливо их становление имело место в следующем нуклеарном этапе. В это время, вероятно, определилось различие континентальных и океанских пространств и, возможно, наместились структуры, составившие в последующем зоны их сочленения (транзитали). Общая тенденция к меланократовости и большей однородности океанской протокры может быть противопоставлена значительному усложнению строения континентальных геоблоков, в которых формировались гранито-гнейсовые купола, обрамляемые зонами вулканических и плутонических базальтоидов. Уже в этот весьма «седой» этап геологической истории выявилась тенденция к индивидуализации геоблоков. Так, в Гренландском геоблоке обнаружены древнейшие (3,8 млрд. лет) железистые кварциты, приуроченные к поясу метаморфизованных осадочных магматических пород, расположенных среди гнейсов Амисток. Наряду с железистыми кварцитами и проявлениями стратиформной сульфидной минерализации выявлен в

этом регионе анортозитовый комплекс Фискенессет (древнее 3 млрд. лет), с которым связаны магматогенные хромитовые руды.

Показательны докембрийская история геологического развития Южно-Африканского геоблока и приуроченная к нему минерация. Уникальна своеобразная протоплатформенная впадина с пологозалегающими (5—15°) отложениями (3,1—2,8 млрд. лет) металлоносных конгломератов. Протоплатформенный режим сопровождался внедрением крупных мантийных интрузий ультрабазит-базитового состава. Примером их может служить гигантский Бушвельдский плутон. Месторождения хрома, платиноидов и титана, ассоциированные с базитами и ультрабазитами ранней фазы, сосредоточены на востоке плутона. Среди расслоенных пород этой фазы встречаются трубообразные пегматоидные тела ультрабазитов с титановым, ванадиевым и никелевым оруденением; последнее концентрируется на западе плутона. Любопытны оловоносные трубки, приуроченные к гранитам второй фазы.

Достаточно показательна эволюция Алдано-Станового геоблока с формированием на раннем этапе (3,8—3,5 млрд. лет) хемогенных кремнистых и высокоглиноземистых образований, а также основных лав метабазито-кварцитового ингрского комплекса и на более позднем — метабазитового и метабазит-карбонатного комплексов. С последним связаны разнообразные осадочно-метаморфогенные месторождения железа, а также контактово-метасоматические месторождения флогопита, железа и бора.

В Карело-Кольском геоблоке архейский фундамент карелид согласно данным бурения сверхглубокой скважины вскрыт в интервале 6842—11682 м. Он представлен плагиогнейсами (70 %) и амфиболитами 30 %). Выше следуют нижнепротерозойские метавулканиты. Согласно Л. Н. Овчинникову и А. А. Кременецкому (1983 г.), данные этой и других опорных скважин позволяют выделить протокору с резко повышенной (6,8—7,6 км/с) скоростью продольных волн и гранулито- и гранито-гнейсовые слои с грубой ритмичностью.

Следовательно, для становления геоблоков важное значение имеет раздел между археем и нижним протерозоем (2,8—2,5 млрд. лет). Этот кеноранский диастрофизм фиксирует границу между археем и более молодыми подразделениями: афебнем в геоблоках Канадского щита, налагайном — Австралийских, витватерсрандием — Африканских, удоканием — Восточно-Сибирских геоблоков.

Металлогенический профиль архейд существенно определяют «зеленокаменные» (супракрустальные) пояса с месторождениями: железистых кварцитов, колчеданных, медно-никелевых (в ассоциации с коматитами), гидротермальных золоторудных и редкометальных пегматитов. Сравнение зеленокаменных поясов разных геоблоков (Исуа, Уилуна-Норсман, Абитиби), по мнению В. И. Казанского, дает возможность видеть явную дифференциацию тектонических структур земной коры уже в самом начале докембрия [26].

В протогеосинклиальный этап наряду с развитием мобильных

поясов начали обособляться протоплатформенные структуры, относительно подвижные, подвергавшиеся неоднократному разломообразованию. Происходила разносторонняя трансформация геоблоков, сформированных в нуклеарный этап. Эволюция атмосферы и гидросферы привела к развитию кор выветривания, сносу в водоемы терригенного материала и карбонатному осадкообразованию. В это время сформировались крупнейшие месторождения железистых кварцитов в геоблоках Сьюперior, Восточно-Бразильском, Западно-Австралийском, Индостанском и др. Появились черносланцевые, песчаниковые и карбонатные породы с рассеянными в них золотом, серебром, ураном, медью и другими металлами, что оказалось важно для их последующей перегруппировки в промышленные месторождения под воздействием эндогенных процессов [37]. Для этого этапа характерны апатит-магнетитовые (Свекофенский геоблок) и апатитовые (Алдан-Становой геоблок) месторождения, а также колчеданные месторождения Австралии, Северной Америки и других геоблоков. С гранитоидами ассоциируют пегматиты (мусковитовые и мусковит-редкометалльные) в Карело-Кольском, Байкальском и Индостанском геоблоках.

В рассматриваемом этапе и позднее (до позднего протерозоя включительно) важную роль играли межгеоблочные системы — перикратонные и интеркратонные и палеоавлакогены. В их пределах известны крупные колчеданные месторождения — Маунт-Айза (1,7 млрд. лет), медистые песчаники Удокана (2,0—1,9 млрд. лет), медно-кобальтовые, урановые и свинцово-цинковые Катангской системы рудного пояса Заира — Замбии (1,5 млрд. лет с последующей ремобилизацией). Сюда же принадлежит и группа месторождений (свинец, цинк, кобальт, никель), тяготеющая к межблочным глубокопроникающим шовным зонам на границе Западно- и Центрально-Канадского геоблоков и мегаблоков Балтийского щита.

Вслед за карельским диастрофизмом наступил этап своеобразной стабилизации с медленным воздыманием и оседанием геоблоков, сопровождавшимися по окраинам некоторых из них формированием вулканоплутонических поясов. По названию граничного между Ангарским и Байкальским геоблоками вулканогена в начале этого этапа (1,9—1,7 млрд. лет) Л. И. Салоп выделяет стратиграфическое подразделение «акитканий».

Переломным этапом, существенно повлиявшим на становление континентальных геоблоков и их дальнейшее фанерозойское развитие, следует считать байкальский. Его значение подчеркивалось Г. Штилле и М. В. Муратовым. В одних геоблоках развивались геосинклинальные системы, завершившие свое формирование до начала палеозоя (Тар, Байкальский), в других — геосинклинальный режим продолжался и в раннем палеозое (Великобританский, Алтае-Саянский). Особенно показателен мощнейший гранитоидный магматизм, обусловивший строение таких геоблоков, как Байкальский и Амурский. В позднюю стадию этапа оформился и гео-

блок Янцзы, где с рифея (около 0,7 млрд. лет) наступил платформенный режим.

В подавляющем большинстве мозаичных геоблоков Евразии имеются массивы или геоантиклинальные выступы со складчатым фундаментом байкалид. Есть основание считать, что часть таких массивов погружена под осадочным чехлом Туранского, Западно-Сибирского, Тимано-Печорского геоблоков, а также некоторых геоблоков шельфовой провинции Евразии. Не меньшее значение имеют и межгеоблоковые системы, выполненные рифейскими терригенно-карбонатными формациями (Аделаида, Приуралье, Енисейский кряж и др.). Для байкальского этапа характерны некоторые титано-магнетитовые, стратиформные колчеданные и свинцово-цинковые месторождения.

В последующей домезозойской истории континентов внутригеоблоковая и межгеоблоковая кульминация геологических событий приходится на средний и, в особенности, поздний палеозой. Значение герцинского этапа, повлиявшего на развитие геоблоков Западной Европы (Иберийский, Западноевропейский) и Азии (Казахстанский, Кызылкум-Гиндукушский и др.), было в 1956 г. акцентировано Н. С. Шатским. По его мнению, герциниды с их большим количеством кислой магмы дали огромное количество полезных ископаемых эндогенного происхождения. В. И. Смирнов [37] считает, что с глубинными базальтоидами ранней стадии связаны месторождения хромитов и титаномагнетитов; вулканогенным базальтоидам принадлежат медноколчеданные и полиметаллические колчеданные месторождения. Герцинские гранитоиды определяют постмагматическую группу месторождений (редкометалльные пегматиты, альбититы, грейзены, скарновые и гидротермальные).

Если заменить в работе Н. С. Шатского герциниды на мезозойды Тихоокеанского подвижного пояса, то мы увидим столь же ведущее значение металлогении, связанной с инверсионным, орогенным и телеорогенным гранитоидным магматизмом глубинных и приповерхностных фаций, а также вулканогенными образованиями. В геоблоках Колымском, Амурском, Янцзы и Меконг, Аляскинском, Западно-Канадском и Западно-Американском находятся мезозойские рудные районы с благородными, редкими и цветными металлами, а также крупнейшие угленосные бассейны этого же возраста (например, Ленский). Трудно переоценить переломную роль мезозойского тектогенеза в формировании некоторых континентальных и близких к ним геоблоков (Западно-Сибирского, Туранского, Востсибморского, Чукотско-Колвиллского, Свердрупа и Мексиканско-Флоридского) и подавляющего большинства геоблоков транзиталей и океанов. В первых из них происходило в мезозое мощнейшее осадконакопление.

В мезозое были заложены основные перестройки транзиталей, продолжавшиеся в кайнозое и не закончившиеся и в современную эпоху. Молодые (K_2 — P) гипербазитовые пояса в геоблоках Азиатско-Тихоокеанской, Австрало-Тихоокеанской, Карибской и Средиземноморской транзиталей содержат хром, никель, кобальт, пла-

тиноиды, которые определяют их металлогеническое лицо. Не менее внушительны ресурсы меди в кайнозойских медно-порфировых месторождениях транзиталей. К этому следует добавить богатую позднемезозойскую — кайнозойскую рудоносность Кордильер и Анд (медь, молибден, свинец, цинк, золото и серебро, олово и вольфрам, ртуть и сурьма), а также огромные перспективы кайнозойской нефтегазоносности шельфовых областей транзиталей.

Примером мезозойской эволюции океанских геоблоков может служить Восточно-Индокоеанский геоблок, в котором, по данным Ю. М. Пущаровского и П. Л. Безрукова, в меловое и кайнозойское время происходило опускание значительной части котловины, а также воздымание и раскалывание линейных горстовых поднятий и блоковая мозаика. Сложную картину развития позднеюрские и меловые образования имеют в западных геоблоках Тихого океана. Советские и американские исследователи выявили меловые и более поздние неоднородности в Американо-Азиатском геоблоке. Сложные соотношения мезозойских и кайнозойских структур в Атлантическом океане в пределах Саргассового, Исландско-Фарерского и других геоблоков.

Таким образом, при установлении закономерностей в становлении геоблоков следует обратить внимание на процессы: а) происходившие на заре становления планеты как геологического тела (аккреция и метеоритная бомбардировка), б) завершающие нуклеарное структурообразование в раннем протерозое, когда имело место разбиение сформировавшихся ранее гранито-гнейсовых куполов («комплекса основания») и «зеленокаменных поясов» на крупные блоки, граничащие по полигенетическим интеркратонным, окраинно-кратонным системам и протоавлакогенам, т. е. по различным глубинным швам, в) существенно нарушившие в мезозое относительно упорядоченный ход платформенно-геосинклинального развития и создавшие новообразованные молодые платформы, области краевых морей и автономное развитие мантийно-коровых ячеек океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При решении вопросов происхождения геоблоков Земли и разделяющих их систем возникают трудности, связанные с отсутствием единой теории происхождения нашей планеты, и в частности наиболее приемлемой, как представляется автору, гипотезы аккреции Земли и последующей ее эволюции. В изложенном выше материале показана длительная, устойчивая делимость континентов; отмечается, что граничные зоны транзиталей и океанов также унаследованы от древней сети разломов. Автор считает [29], что основа первичной неоднородности была заложена еще в протопланетный этап становления Земли. Этой же точки зрения придерживаются многие геологи. Так, Г. Менард, обсуждая генезис разломов Тихого океана, высказал предположение, что они представляют собой звенья древней системы крупных нарушений, охвативших весь земной шар; В. Е. Хаин и другие исследователи высказывают мнение, что перемещение литосферных плит выражалось в смещении вдоль «определенных рельсов», заданных крупнейшими разломами регматической сети, возникшей на одной из самых ранних стадий истории Земли. Эти и другие вполне логичные высказывания не решают поставленного вопроса. В недавно вышедшей книге «Происхождение Земли и Луны» [35] в разделе «Гипотеза гетерогенной аккреции» А. Е. Рингвуд пишет о происхождении слоя D', составляющего самые нижние 200 км мантии, для которых характерны необычные сейсмические свойства, в том числе низкие (или даже отрицательные) градиенты скоростей распространения сейсмических волн и неоднородная структура. Он дает объяснение, как при конечных стадиях аккреции Земли (со ссылкой на В. С. Сафронова) образовалась холодная твердая кора, сложенная окисленным хондритовым веществом, более плотным, чем мантия, и как вследствие этого возникала гравитационная неустойчивость и погружение более плотных плит к основанию мантии, где формировался плотный слой обогащенного железом вещества. Последний из-за неравномерного распределения блоков мог иметь неодинаковую мощность, что привело бы к неровной поверхности между ядром и мантией. Из-за стремления FeO раствориться в веществе ядра этот слой должен быть химически и динамически неустойчивым, что способствовало формированию переходного слоя меньшей плотности. Гравитационно неустойчивый слой сегрегирует в диапир и движется в верхней части слоя D'', вытесняясь веществом, богатым железом. Такой процесс, если он был реален, мог создать основу геоблоковой делимости Земли. Его начало относится к 4,6—3,9 млрд. лет назад, когда предполагается сильная бомбардировка метеоритами нашей планеты. Следствием такой бомбардировки могла быть крупноблоковая дезинтеграция еще не окрепшей протокры и создание сложной сети разломов (дуговых, кольцевых и линейных), контролировавших

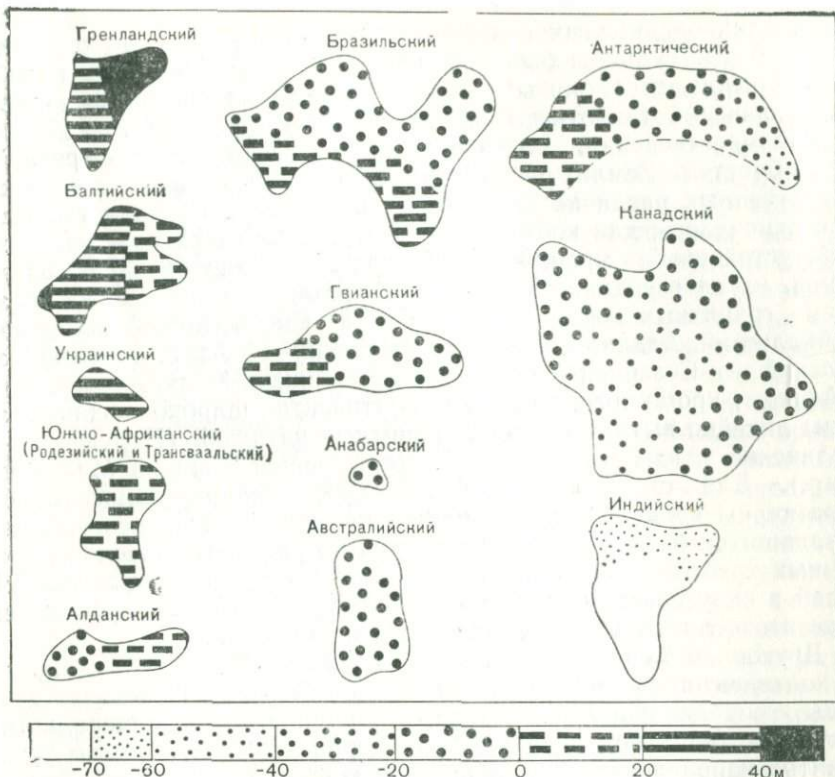


Рис. 18. Расположение докембрийских щитов по аномальному геопотенциалу. По И. И. Абрамовичу и И. Г. Клушину (1978 г.), с изменениями

распределение магматических тел ультрабазитового и базитового составов.

Таким образом, гетерогенная аккреция, обусловившая планетарные неоднородности, возможно, предопределила глубинную матийную дискретность, которая сказалась на всей дальнейшей истории Земли. С этих позиций любопытны исследования И. И. Абрамовича и И. И. Клушина по систематике докембрийских щитов (рис. 18). Ими установлено, что Гренландский щит (геоблок) имеет наиболее высокое значение $G = +30 - +40$ м, за ним следует Балтийский щит (Карело-Кольский геоблок $- +10 - +20$ м, Свекофенский геоблок $- 0 - +20$ м). Наименьшие отрицательные значения имеют Канадский щит ($-40 - -20$ м) и Индийский щит (геоблок) ($-50 - -60$ м). Все это подтверждается данными, полученными при сопоставлении мощности коры и средней скорости продольных волн в докембрийских щитах. Наиболее мощную и плотную кору имеют щиты Балтийский и Украинский, менее плотную — щиты Южной Америки, Канадский и Индийский. И. И. Абрамович и И. И. Клушина считают, что различие мантии Балтийского и Канадского щитов может быть прослежено по ско-

рости длиннопериодных поверхностных волн Релея до глубины 400—500 км. Если бы была возможность проранжировать подобным образом геоблоки всего мира, то выявилась бы их связь с подкоровыми (вплоть до нижней мантии) глубинами.

Получив сведения, подтверждающие специфичность древнейших областей Земли, рассмотрим более актуальную проблему существенных различий главнейших подразделений планеты. Как уже отмечалось, для континентов (от лат. континентис — постоянный, устойчивый, крепкий), несмотря на разнообразный состав пород, их слагающих, характерны крупные регионы с преобладанием гранитных пород. Это геоблоки Свекофенский в Европе, Байкальский, Алдано-Становой и Амурский — в Азии, Западно-Канадский — в Северной Америке и Мозамбикско-Мадагаскарский — в Африке; кроме того, на других континентах широко распространены линейно вытянутые цепи гранитных интрузий (Перуанские и Чилийские Анды, горные цепи Центральной Азии и Малайзии и др.). Для океанов (от греч. океанос — беспредельное море) характерны грандиозные площади почти столь же беспредельно разлившихся базальтов, а также, судя по рифтовым ущельям средних хребтов, — базитов и ультрабазитов; наконец, для транзиталей в силу своего переходного характера — области проявления андезитового и андезито-базальтового магматизма.

Другой не менее существенный вопрос: обладает ли каждый из континентов своим «минерагеническим лицом»? Используя таблицы, опубликованные в «Атласе по геологии и минеральным ресурсам мира» под редакцией Д. Дерри (1980 г.), можно установить направление мантийного и корового развития Земли. Совершенно четко выявляется общая халькофильность Северной Америки (молибден, свинец, цинк и медь), сидерофильность Африки (хром, кобальт, платина, золото, а также алмазы), литофильность Восточной Азии (олово, вольфрам, сурьма и флюорит). Самый маленький континент — Австралия (если сопоставить запасы полезных ископаемых с его площадью) — наиболее богато представлен всеми типами геоблоков — сидерофильных (Западно-Австралийский), халькофильных (Северо-Австралийский и Лаклан) и хальколитофильных (Лаклан и межгеоблоковая система Новая Англия). Столь же неравномерно развиты крупнейшие нефтегазоносные провинции — огромные области тектонического оседания, охватившие преимущественно Азию и Северную Африку. Транзиталей, как указывалось выше, также имеют свой металлогенический халькосидерофильный облик (Cu, Ni, Cr, Au—Ag). И наконец, океаны отличаются ярко выраженными сидерофильными тенденциями (Fe—Mn, Co, Ni) с отклонением к халькофильности (Cu).

Петрологические и минерагенические особенности крупнейших суперрегионов Земли зависят от размеров литосферных ячеек — геоблоков. На континентах средний их размер составляет 1—

2 млн. км², в транзиталях — 3—5 млн. км² и в океанах 8—12 млн. км². Даже в тех случаях, когда континентальные геоблоки оказываются в отдалении от «своего» материка (например, геоблок Кэмпбелл), их площадь не превышает 1 млн. км². Такая делимость должна зависеть от различия литосферы. Известно, что континентальная литосфера (250—300 км) имеет мощный (около 20 км) гранито-метаморфический слой, обусловивший повышенную мощность коры (средняя 40 км), а также значительную истощенность и неотчетливую нижнюю границу литосферной мантии. Астеносфера как слой частичного плавления отсутствует под большей частью континентов. В транзиталях астеносфера имеет многослойное (полиастеносферное) строение. В океанах литосфера наименее мощная 70—80 км под океанскими геоблоками и 20—40 км в зоне срединноокеанских поднятий, где астеносфера находится на незначительной глубине. В глобальных петрологических обобщениях Н. Л. Добрецова [18 и др.] обосновывается сложная прерывистая модель развития астеносферы. Им допускается региональность (локальность) ее существования во времени и в пространстве. Это также служит обоснованием обособленной эволюции геоблоков, что может также следовать из гипотезы наличия конвекции (существенно в нижней мантии), когда сложные глубинные течения расчленяются на более мелкие конвекционные ячейки. В граничных зонах между ними образовывались каналы, по которым происходило поднятие в верхнюю мантию более легкого материала (Ю. М. Шейнманн, Е. В. Артюшков). Общий интрателлурический процесс восходящего глубинного тепла и химической энергии с последующим распространением фронта магмообразования в стыках между геоблоками автором был назван «протуберированием».

Таким образом, признаки неоднородности планеты требуют внимательного отношения к ее провинциальным особенностям. Поэтому возможны сегментарные (не глобальные!) области расширения и сжатия, а также региональные спрединговые явления, охватывающие отдельные геоблоки или их системы, приближенные к оси срединных океанских поднятий.

Раздробленность Земли — ее континентов, транзиталей и океанов на геоблоки в соответствии с общей дифференциацией происходит в рамках глобального единства планеты под воздействием внутренних и внешних, включая космические, процессов. Попытка дать объемную геолого-структурную основу строения Земли, возможно, приведет к новому, более высокому уровню геолого-геофизических и тектонических исследований и расширению представлений о минерагенических закономерностях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 372 с.
2. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М., Наука, 1979. 328 с.
3. *Беляевский Н. А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., Недра, 1981. 431 с.
4. *Берлянд Н. Г., Запорожцева И. В.* О глубинном строении области сочленения севера Урала и Восточно-Европейской платформы.—Докл. АН СССР, т. 263, № 5, 1982, с. 1186—1189.
5. *Витте Л. В.* Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск, Наука, СО АН СССР, 1981. 209 с.
6. *Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Моршович Э. Б., Соколов Б. А.* Очерк геологии Пакистана. М., Недра, 1971. 168 с.
7. *Высоцкий И. В., Оленин В. Б., Высоцкий В. И.* Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М., Недра, 1981. 479 с.
8. *Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М., Наука, 1972, вып. 226. 299 с.
9. *Гатинский Ю. Г.* Геокинематические реконструкции юго-восточной части Азиатского континента в позднем фанерозое.—Изв. вузов, геология и разведка, 1981, № 4 (с. 61—69), № 5, (с. 10—19).
10. *Геология и геофизика дна Восточной части Индийского океана.* М., Наука, 1981. 255 с.
11. *Геология и полезные ископаемые Афганистана.* Гл. редакторы Ш. Абдула, В. М. Чмырев. Л., Недра, 1980, т. 1. 535 с.
12. *Геология и полезные ископаемые Африки.* Отв. ред. В. Е. Ханн. М., Недра, 1973. 543 с.
13. *Геологическое строение СССР.* Ред. Т. И. Спизарский. М., Недра, 1968, т. II. 535 с.
14. *Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.* Т. 2. Магматизм и тектоника (под ред. Л. И. Красного). Л., Недра, 1978. 248 с.
15. *Геологические формации осадочного чехла Русской платформы.* Ред. Н. С. Иголкина. Л., Недра, 1981. 168 с.
16. *Геотраверс Сихотэ-Алинь—Японское море—остров Хонсю—Тихий океан/А. Г. Родников, А. Г. Гайнанов, Т. Като и др.* Междуведомственный геофизический комитет. М., 1982. 52 с.
17. *Дедеев В. А., Шустова Л. Е.* Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. 50 с.
18. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 233 с.
19. *Долгинов Е. А.* Докембрийская история материков и глобальный тектогенез. М., ВИНТИ, сер. общая геол., т. 15, 1982. 135 с.
20. *Закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. XII. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Под ред. В. И. Смирнова. М., Наука, 1978. 247 с.
21. *Земная кора восточной части Балтийского щита.* Л., Наука, 1978. 228 с.
22. *Золов К. К., Рапопорт Б. А., Попов Б. А.* Геологическое развитие и металлогения Урала. М., Недра, 1981. 256 с.
23. *Ицксон М. И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979. 231 с.
24. *Казанский В. И.* Архейские супракрустальные пояса и их рудоносность.—Геология рудных месторождений, вып. 6, 1981, с. 3—18.
25. *Казанский В. И.* Рудоносные структуры активизированных областей. М., Недра, 1972. 240 с.
26. *Казанский В. И.* Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации.—В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М., Наука, 1982, с. 7—66.

27. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Гл. ред. А. В. Сидоренко, 1978.
28. Козеренко В. Н. Эндогенная металлогения. М., Недра, 1981. 277 с.
29. Красный Л. И. Геоблоки. — Геотектоника, № 5, 1967, с. 103—120.
30. Красный Л. И. Геоблоки и тектоника плит. — Геофиз. сборник, № 70, Киев, Наукова думка, 1976, с. 56—63.
31. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики (2-е изд.). М., Недра, 1977. 174 с.
32. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М., Недра, 1979. 216 с.
33. Нефтегазоносность и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М., 1978. 230 с.
34. Объяснительная записка к геологической карте Южной Америки. М., 1979. 136 с.
35. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М., Недра, 1982. 293 с.
36. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982. 343 с.
37. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. — Геология рудных месторождений, № 4, 1982, с. 3—20.
38. Строение и нефтегазоносность окраин континентов/А. Н. Волков, А. А. Гегельганц, А. Ю. Юнов и др. М., Недра, 1981, 249 с.
39. Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири. — Сов. геология № 18, 1976, с. 24—38.
40. Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. — Труды НИИГА, т. 187, Л., Недра, 1981. 200 с.
41. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов (объяснительная зап. к тектонической карте мира м-ба 1:25 000 000). ВНИИзарубежгеология, М., 1980. 94 с.
42. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида и Африка. М., Недра, 1971. 546 с.
43. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977. 359 с.
44. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979. 356 с.
45. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 295 с.
46. Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. Ред. Р. У. Фейрбридж Л., Недра, 1980. 511 с.
47. Ager D. V. The geology of Europe. London, 1980, 535 p.
48. An outline of the geology of China, Peking, 1976, 22 p.
49. Berberian M., King G. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci. 1981, 18, pp. 210—265.
51. Brinkmann K. Geology of Turkey. 1976, 158 p.
52. The Canada Basin aeromagnetic constrains on structure and evolution/P. P. Vogt., P. T. Taylor, L. C. Kovaes, G. L. Johnson, 296 p.
53. Derry D. R. A concise world atlas of Geology and Mineral Deposits. London, 1980, 110 p.
54. Gansser A. The significance of the Himalayan suture zone. — Tectonophysics, vol. 62, 1980, pp. 37—52.
55. Gee R. D. Structure and tectonic style of the Western Australian shield. — Tectonophysics, vol. 58, N 3—4, 1979, pp. 327—369.
56. Kalsbeek F. The evolution of the Precambrian Shield of Greenland, Geol. Rundch., Band 71, Heft 1, 1982, pp. 38—60.
57. Kröner A. Pan African plate tectonics and its repercassing on the crust of northeast Africa. Geol. Rundch., 68, Heft 2, 1979, pp. 565—583.
58. Lameyre J., Marot A., Zimine S. Etude géologique du complexe plutonique de la peninsule Rallier du Baty, Iles Kerguelen. Com. nat. francais des recherches antarctiques, N 49, 1981, 176 p.
59. Plumb K. A. Structure and tectonic style of the Precambrian shields and

platforms of northern Australia. — Tectonophysics, vol. 58, N 3—4, 1979, pp. 291—325.

60. Rona P. The central North Atlantic Ocean basin and continental margins (Atlas 3, 1980), 99 p.

61. Stöcklin Y. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Mem. h. ser. Soc. Geol. France, N 8, 1977, pp. 333—358.

62. Tectonics and landforms. C. Olliers Australia, 1981, 199 p.

63. The ocean basins and margins, vol. 5. The Arctic Ocean. Ed./A. Nairin, M. Churkin, F. Sehl. Plenum. Press. New York and London, 1981, 672 p.

RESUME

The book is devoted to the geological ground of the lithosphere divisibility into large volume structures — geoblocks which form upon the whole the mosaic pattern of the Earth. They are described separately for all continents, oceans and transitional zones between them (transitals). Geoblocks — are large regional structures (1—5 m. km², in oceans up to 16 m. km²) having the characteristic features of lithogenesis, magmatism and metamorphism and hence the definite set of mineragenic zones. The deep-seated heterogeneities are in line with them.

The systematism of geoblocks and interblock systems is given. The following geoblocks are determined over the continents: cratonic (of several types), of young platforms, geosyncline — block etc. In transitals there are high mobile geoblocks differed by the evolution of shelf areas, granite-metamorphic outliers and ophiolite complexes. The ocean geoblocks form several structures from "hybrid" ones containing microcontinents through transitional with crust thickness (olends) up to "clear line" with the standard thin crust. Among the latter there are distinguished spreading ones with the central axes of symmetry.

The role of interblock systems subdivided into three groups is accented: A. metamorphogenic, magmatogenic and magmatogenic-sedimentogenic, B. sedimentogenic and C. regmatogenic.

In special chapter the regularities of distribution of useful minerals in geoblock and intergeoblock systems are discussed in the concrete examples. An attempt to establish the main historical-geological peculiarities of geoblock conception is done. There is accented the influence on the events: a) taking place on the dawn of the formation of planet as geological body (accretion and meteorite bombarding); b) completing the nuclear structure formation in the Early Proterozoic; c) essentially breaking in Mesozoic the regulated course of the platform — geosyncline evolution.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

(геоблоки и межгеоблокковые системы)

- Австрало-Антарктический** 172
Агульяс 167, 186
Аделаида 122, 191, 212
Азорско-Иберийский 175
Албани-Фрезер 188
Алдано-Становой 44, 183, 210, 211, 216
Алтае-Саянский 36, 184, 203, 211
Аляскинский 94, 185, 212
Амеразийский 180, 186, 213
Амурский 48, 185, 203, 211, 212, 216
Анабарский 45, 183, 201
Ангарский 48
Антарктического полуострова 132
Аппалачская 89, 190
Аравийско-Делийская 66
Аравийский 116, 183
Аравийскоморский 166
Арафура 127
Аргентинский 179
- Байкальский** 40, 185, 211, 216
Баренцевский 80, 184
Баффинов 96
Беллинсгаузена 165
Белорусско-Прибалтийский 21, 183
Беринговский 135
Бразильский 179
Брукс 85
Буэм-Атакарско-Угартская 108
- Вади-Шебел** 115
Великобританский 16, 211
Виктория 96
Вилюйская 47
Волго-Камский 25, 192
Восточно-Бразильский 102, 183, 195, 200, 211
Восточно-Индокоеанский 169
Восточно-Индокоеанское 169, 213
Востсибморский 83, 212
- Галапагосский** 164, 187, 188
Гвианский 100
Гвинейско-Ангольский 178
Герирудская 57
Гималайская 62
Гренвилл 88
Гренландский 97, 183, 209
Гунерус 171
- Дамара-Кантангская** 112, 206
Днепровский 14, 195, 211
- Евразийский** 181, 187
- Загрос 71, 190
Западно-Австралийский 119, 183, 195, 211, 217
Западно-Американский 92, 212
Западно-Африканский 107
Западноевропейский 17, 184, 203, 212
Западно-Индокоеанский 166, 186
Западно-Канадский 93, 185, 212, 216
Западно-Китайский 61, 185
Западно-Конголезская 111
Западно-Сибирский 31, 184, 202, 212
Западно-Средиземноморский 149
Западного и Центрального Куньлуна 59
Зеленого Мыса 176, 186
- Иберийский** 20, 203, 212,
Индостанский 64, 195, 211
Инсуляр 94
Ирано-Белуджистанский 68, 184, 202
Исландско-Фарерский 174, 213
- Казахстанский** 33, 184, 202
Камеруно-Суданская 109
Капский 179
Каратауская 36
Карело-Кольский 11, 210, 211, 216
Карибский 154, 186, 212
Каролинский 161, 186
Карский 81
Кетлиднанская 98
Киртар-Сулейманская 72
Колымский 50, 184, 203, 212
Конго 110
Коралловый 145
Крозе 171
Кызылкумско-Гиндукушский 52, 212
- Лаклан** 126, 217
Лаптевский 82
Ломоносова поднятие 182
- Мавританская** 107
Мальдивская 168
Маркус-Неккер 161, 194, 205
Маунт-Айза 125, 211
Меконг 75, 203, 212
Миссисипский 89, 183, 201
Мексиканско-Флоридский 90, 212
Мозамбикско-Мадагаскарский 114, 201, 216
Монголо-Охотская 50, 190
Московско-Мезенский 22, 183

Нильский 113, 209
Ниппонский 137, 186
Новоземельско-Пайхойская 82
Новокаледонский 145, 186
Норвежско-Лафотенский 175

Обь-Зайсанская 35
Охотский 136, 186

Парагвай — Арагуя 102
Парана 103, 183
Патагонский 104, 184
Патомская 43
Пеннокийская 88
Перуанский 165, 205
Предкуньлунская 60
Приверхоянская 52

Рейкьянес 174
Ринкианская 99
Родопско-Малоазиатский 151
Родопско-Малоазиатский 151
Роколл 174, 186

Саргассов 177, 213
Сахалинская 137
Сахарский 115, 201
Свердрупа 96, 212
Северо-Австралийский 122, 216
Северо-Восточный (Тихий океан) 163, 187
Северо-Гвинейская 127
Северо-Гренландская 99
Сетте-Дебанская — Юдомо-Майская 52, 191
Северо-Западный (Тихий океан) 160, 186
Скандинавская 13
Скотия (Скоша) 156, 186
Сулавеси 144
Свекофенский 13, 183, 211, 216
Сьюперior 87, 183, 195, 211

Тар 67, 211
Тасманов 187
Тимано-Печорский 23, 188, 212
Тиманская 25

Трансантарктическая 131
Тунгусский 46, 183, 201
Туранский 28, 184, 212

Уилкса 130
Уральская 27, 190, 207
Уэдделла — Росса 131

Фиджийский 147
Филиппинский 141

Хесса 161
Хияз 114, 209
Хуанхэ 73, 183, 203

Центрально-Азиатский 59, 169
Центрально-Бразильский 101
Центрально-Зондский 77, 203
Центрально-Индоеокеанский 168, 187
Центрально-Канадский 86
Центральный (Тихий океан) 162, 186, 205
Циляншанская 61, 190

Чад 109
Чако 103
Чилийский 165, 205
Чукотско-Колвиллский 84, 212

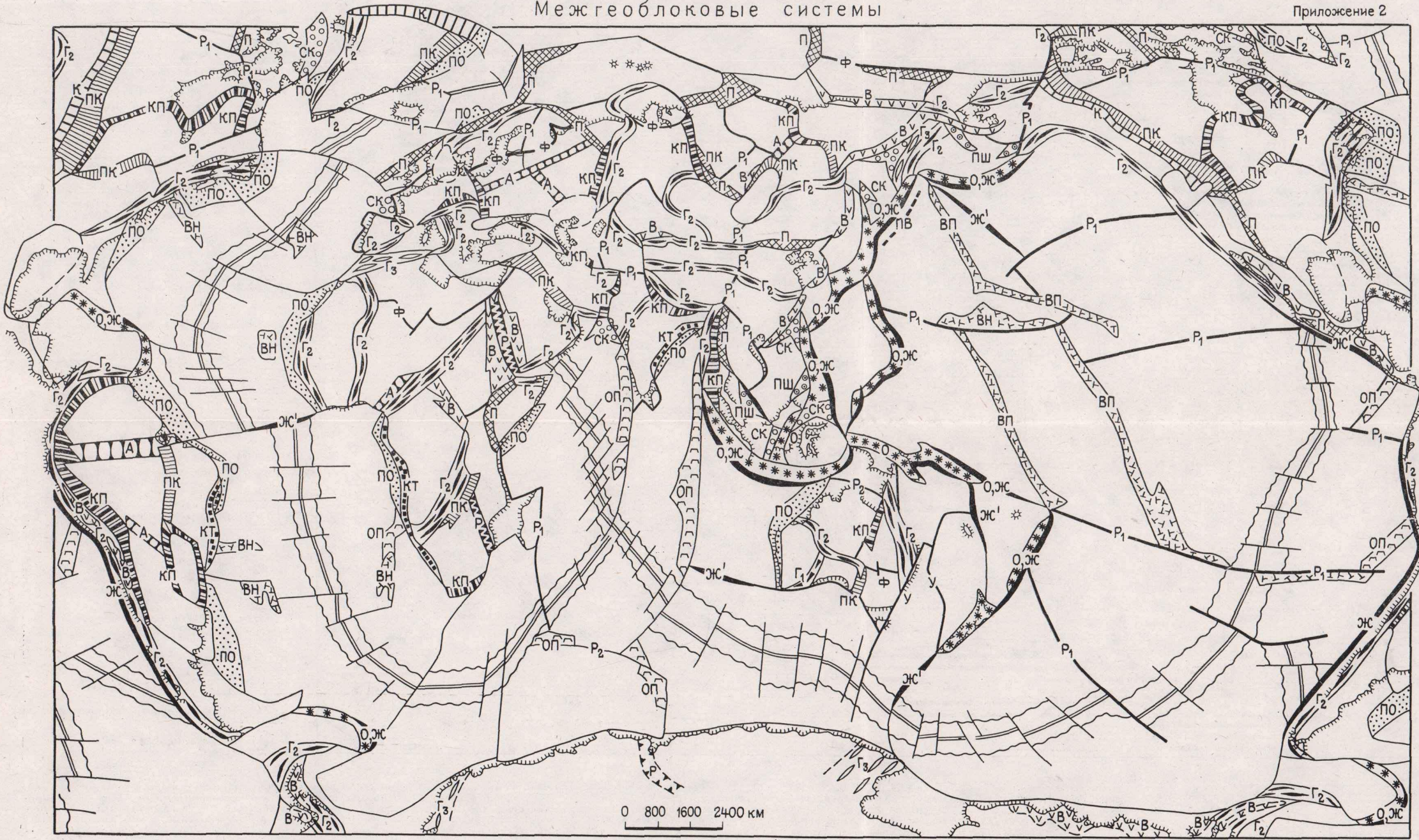
Экваториальный (Тихий океан) 164, 186
Эльбрус — Копетдаг 71
Эндерби 128
Эроманга 126

Юго-Восточный Индоеокеанский 172
Юго-Западный (Тихий океан) 165, 186
Южно-Австралийский 121
Южно-Африканский 112, 195, 200, 210
Южно-Гиссарская 55
Южно-Китаеморский 145
Южный (Тихий океан) 165, 187
Южный Тянь-Шань 54

Янцзы 74, 203, 212

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	7
Континенты	9
Евразийский континент	9
Североамериканский континент	85
Южноамериканский континент	99
Африканский континент	105
Австралийский континент	117
Антарктида	128
Транзитали	134
Азиатско-Тихоокеанская транзиталь	134
Австрало-Тихоокеанская транзиталь	145
Средиземноморская транзиталь	149
Транзитали Карибская и Скотия (Скоша)	153
Океаны	158
Тихий океан	159
Индийский океан	165
Атлантический океан	173
Северный Ледовитый океан	180
Синтез	183
Классификация геоблоков и межгеоблоковых систем.	183
Некоторые минерагенические аспекты	195
О геологической эволюции	209
Заключение	214
Список литературы	218
Предметный указатель	222
Приложения (вкладка):	
1. Геоблоковое строение Земли	
2. Межгеоблоковые системы.	



- ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ**
- Протогеосинклинальная
 - Эвгеосинклинальная
 - Миогеосинклинальная
- КРАЕВЫЕ И ВХОДЯЩИХ УГЛОВ**
- Кристаллические и другие краевые поднятия
 - Перикратонные прогибы
 - Краевые складчато-надвиговые системы
 - Краевые прогибы
 - Авлакогены
- ГРАНИЧНЫЕ КОНТИНЕНТ – ОКЕАН**
- Внутри- и окраинно-континентальные вулканогенные (вулканогенно-плутонические) пояса
 - Окраинно-континентальные пояса
 - Прогобы и впадины шельфовых зон
 - Сфенокэзмы (клино-раздвиги)
 - Периокеанские прогибы
 - Островные дуги
 - Глубоководные желоба
 - Периокеанские валы
- ВНУТРИОКЕАНСКИЕ**
- Срединноокеанские подвижные пояса
 - Вулканогенные пояса
 - Вулкано-нагорья
 - Горстовые и глыбовые поднятия
 - Океанские желоба
- РИФТОГЕННЫЕ И РЕГМАТОГЕННЫЕ**
- Рифтовые
 - Важнейшие разломные ограничения
 - Флексуры

42.95

2 р. 50 к.

$$\frac{103}{2}$$

НЕДРА