

В. И. ШУЛЬДИНЕР С. В. ВЫСОЦКИЙ А. И. ХАНЧУК

**ФУНДАМЕНТ  
ТИХООКЕАНСКИХ  
АКТИВНЫХ  
ОКРАИН**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. И. ШУЛЬДИНЕР С. В. ВЫСОЦКИЙ А. И. ХАНЧУК

# ФУНДАМЕНТ ТИХООКЕАНСКИХ АКТИВНЫХ ОКРАИН

Ответственный редактор  
член-корреспондент  
АН СССР А. Д. ШЕГЛОВ

4797



МОСКВА "НАУКА"  
1987



Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. **Фундамент тихоокеанских активных окраин.** — М.: Наука, 1987. — 208 с.

Охарактеризованы три типа земной коры, образующие фундамент тихоокеанских окраин: континентальная сиалическая, континентальная мафическая и океаническая. Главное внимание уделено происхождению мафической коры и ее соотношениям с другими типами кор и с современными структурами активных окраин. Мафическая кора — результат деятельности древних активных окраин — формируется в ходе эвгеосинклинального развития путем увеличения мощности, тектонического скупивания и консолидации древней либо новообразованной океанической коры. Мафическая кора наращивает континенты, но в сиалическую не превращается. Сиалическая кора сложена докембрийским веществом и многократно активизирована в ходе тектонической эволюции тихоокеанского обрамления.

Табл. 23, ил. 47, библиогр.: с. 195—206 (320 назв.)

Рецензенты:

*Л.И. Красный, С.А. Щека*

**Виктор Израилевич Шульдинер**  
**Сергей Викторович Высоцкий**  
**Александр Иванович Ханчук**

### **ФУНДАМЕНТ ТИХООКЕАНСКИХ АКТИВНЫХ ОКРАИН**

*Утверждено к печати*

*Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Н.В. Лукина*. Редактор издательства *А.В. Копп*  
Художник *С.А. Резников*. Художественный редактор *В.Ю. Кученков*  
Технический редактор *И.И. Джиоева*. Корректор *Т.И. Шеповалова*  
Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 35436

Подписано к печати 24.11.86. Т — 15185. Формат 60 X 90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 13,0. Усл. кр.-отт. 13,3. Уч.-изд.л. 15,5

Тираж 600 экз. Тип.зак. 868. Цена 2 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

Л-99034, Ленинград В-34, 9-линия, 12

## ВВЕДЕНИЕ

Область сочленения крупнейших структурных элементов Земли — Тихого океана и окружающих его континентов — представляет собой зону интенсивного проявления эндогенной активности. Структурным выражением этого процесса являются активные окраины континентов, состоящие из закономерно упорядоченного ряда структурных элементов, главный из которых представлен вулканической дугой, расположенной над наклонной фокальной плоскостью землетрясений. Активные окраины континентов привлекают сейчас самое пристальное внимание геологов, которые видят в них ключ к разгадке главных тайн Земли, связанных с эволюцией ее литосферы.

Одно из важнейших направлений исследования активных окраин — изучение их фундамента, т.е. элементов земной коры, подстилающих геологические комплексы окраинных систем. Изучение фундамента дает возможность расшифровать предысторию активных окраин и понять условия их заложения, выявить место активных окраин в общей последовательности тектонических процессов на границах океанов с континентами. Как известно, представления геологов, касающиеся этих вопросов, крайне противоречивы. Так, согласно одной из точек зрения активные окраины считаются длительно развивающимися структурными элементами, и их современный вид представляется интегральным итогом единого эволюционного процесса, согласно другой — это очень молодые образования, изменившие весь ход геологических событий и весь облик структуры на новом этапе развития тектоносферы.

Авторы книги в течение ряда лет работают над этими проблемами. В более ранних публикациях основное внимание было уделено древнейшим комплексам фундамента, образующим его докембрийскую основу. В предлагаемой работе акценты перенесены на более молодые, фанерозойские комплексы, которые непосредственно подстилают современные активные окраины. Работа представляет собой сводку данных преимущественно по западной половине тихоокеанского обрамления, где авторы проводили полевые наблюдения; более подробно освещены изучавшиеся нами объекты (Восток СССР, Филиппинское море, Меланезия), тогда как компилятивные данные по остальным регионам изложены по возможности кратко.

Намеченная тема многосторонняя и не может быть подробно рассмотрена во всех аспектах. Главными направлениями выбраны структурное и формационное. Структурное направление нашло выражение в составлении карты фундамента тихоокеанских окраин, фрагменты которой схематически воспроизведены в книге. Главным объектом формационного изучения были вулканы современных активных

окраин и их фундамента, сравнительная петрохимическая характеристика которых послужила основой для ряда выводов.

Авторы благодарны лицам, способствовавшим осуществлению работы: ответственному редактору А. Д. Щеглову; специалистам, оказавшим помощь обсуждениями и консультациями, — И. Н. Говорову, Н. П. Васильковскому и др.; коллегам, предоставившим свои материалы, — М. Н. Шапиро (вулканогенно-осадочный ярус Камчатско-Алеутского блока), Г. И. Говорову (Курильский блок), В. Г. Съедину (Японское море); рецензентам — Л. И. Красному и С. А. Щеке, сделавшим ряд полезных замечаний; Л. К. Заикиной, осуществившей техническое оформление рукописи.

# ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТИПЫ ФУНДАМЕНТА

Тихоокеанский подвижный пояс — глобальная кольцевая структура, опоясывающая Тихий океан. Она характеризуется очень древним заложением [Пушаровский, 1972; Смирнов, 1976], и на этом основании к ее фундаменту относят древнейшие комплексы, существовавшие до начала формирования пояса в докембрии; они слагают раннедокембрийский субстрат Тихоокеанского подвижного пояса [Шульдинер, 1982]. Однако понятие "фундамент" в приложении к столь длительно развивающейся структуре неоднозначно. По мере эволюции более древние элементы Тихоокеанского пояса отмирали, утрачивали свою мобильность и присоединялись к фундаменту, на котором возникали новые подвижные зоны. В книге рассмотрен фундамент наиболее молодых, подвижных в настоящее время структур. Эти современные структуры представлены активными окраинами прилежащих к Тихому океану континентов.

Современные активные окраины — сложные тектонические сооружения, состоящие из вулканических дуг и сопряженных с ними структурных элементов. Они составляют кольцо вокруг Тихого океана, которое разомкнуто лишь на одном отрезке — в районе Антарктиды. Западная и восточная половины этого кольца построены неодинаково. На западе современные вулканические дуги образуют островные системы, в той или иной мере выдвинутые в океан; на востоке они приурочены к краю материков, образуя окраины так называемого андийского типа (имеющиеся здесь островные системы — Скоша и Антильская — развернуты фронтом к Атлантическому океану и принадлежат, скорее, к обрамлению последнего). В книге главное внимание обращено на западнотихоокеанские активные окраины и закономерности строения их фундамента на примере структур островного типа; восточные окраины кратко рассмотрены в отдельной главе.

Сливаясь в единую полосу вдоль границы океана, тихоокеанские активные окраины разделяются на естественные звенья, каждое из которых имеет в основе индивидуальную вулканическую дугу. Будем именовать эти звенья островодужными (или окраинными — в более общем смысле, включающем дуги андийского типа) системами. Каждая островодужная система состоит из вулканической дуги, которая образует главный хребет системы, и примыкающих к ней фронтальных и тыловых элементов. К фронтальным относятся межгорная терраса, передовой хребет, внешний склон и глубоководный желоб, к тыловым — окраинное море с тыловодужной глубоководной впадиной. Все эти элементы составляют закономерный структурно-формационный ряд, расположенный над главной структурой островодужной системы — зоной Беньофа.

Наиболее удовлетворительно происхождение этого ряда объясняет гипотеза тектоники плит. Однако предлагаемый ею вариант "затвигания" в мантию холодной литосферной плиты, с которой связано образование зоны Беньофа, во многом неудовлетворителен. Прежде всего он кажется противоречащим геодинамической обстановке растяжения, которая характеризует всю зону перехода от континента к океану, включая окраинные моря. По гипотезе же, поскольку литосферные плиты по условию упруги, давление со стороны поддвигающейся океанической плиты на континентальную должно было бы реализовываться в форме сжатия последней поперек границы. Другое важное противоречие имеется между наблюдаемым повышенным тепловым потоком над краем континентальной плиты и постулируемым гипотезой быстрым поддвижением под нее холодной океанической плиты. Оба эти противоречия тектоника плит обходит с помощью дополнительных оговорок, тогда как они, вероятно, вынуждают принять другую модель, в которой поведение сходящихся литосферных плит было бы более автономным [Шульдинер и др., 1979, 1981].

Некоторые утверждения концепции тектоники плит не являются строго доказанными и могут быть в рамках той же гипотезы заменены иными толкованиями. Отметим часть из них.

Распространение очагов землетрясений на большой глубине, соответствующей астеносфере, говорит согласно тектонике плит о наличии в астеносфере обособленного упругого тела (роль которого играет погруженная холодная океаническая плита). Это не вполне очевидно, так как реакция на возникающее напряжение зависит не только от вязкости среды, но и от скорости процесса: при достаточно большой скорости накопление упругих деформаций становится возможным и в астеносфере. Вероятно, можно найти механизм, обеспечивающий хрупкие деформации на больших глубинах вдоль границ столь разнородных сегментов Земли, как Тихий океан и окружающие его континенты. Кстати, сама глубинность этих границ, намного превышающая толщину плит, указывает на то, что литосферные плиты являются структурами более высокого порядка, и, следовательно, фокальные зоны представляют собой границы, скорее всего, независимые от кинематики плит. Похоже, что зоны Беньофа определяют границы конвекционных ячеек, а не наоборот.

В тектонике плит деформации океанической плиты у места ее поддвига под континент рассчитывают как изгиб тонкой упругой пластины. Однако большая мощность плиты вынуждает принять модель, учитывающую конечную толщину плиты, и считать, что верхняя часть плиты испытывает при изгибе растягивающие напряжения в десятки килобар, которые могут ее разрушить [Ле Пишон и др., 1977]. С такой моделью хорошо согласуется сбросовый характер разломов, наблюдаемых на бортах глубоководных желобов (рис. 1).

Согласно тектонике плит океаническая плита погружается в холодном виде, так как не успевает нагреваться из-за медленной кондуктивной передачи тепла. Однако в соответствии с той же теорией погружение литосферы (независимо от ее скорости) неизбежно вызывает

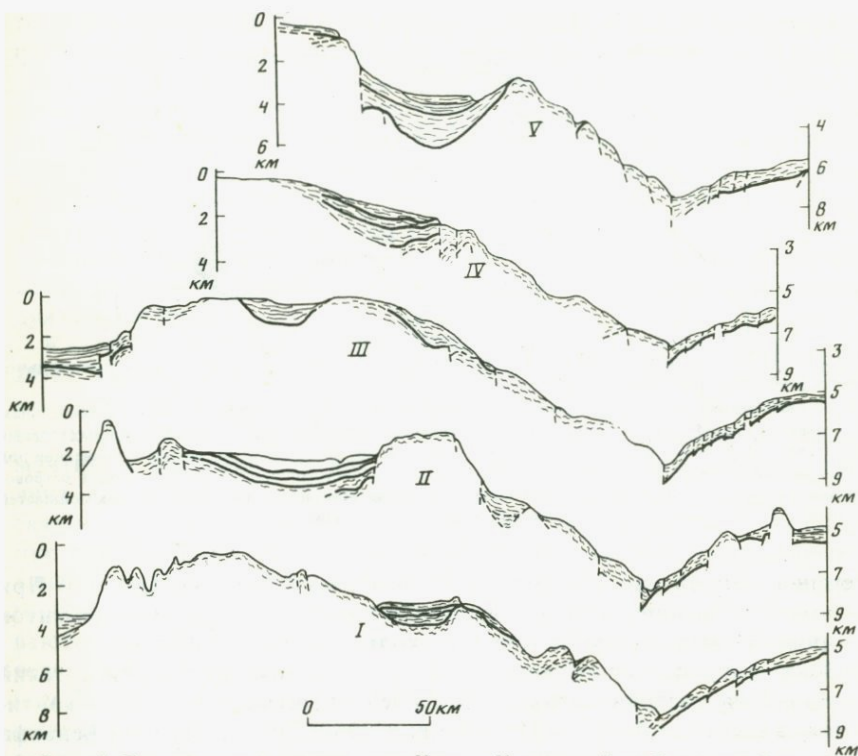


Рис. 1. Геологические разрезы через Курило-Камчатский глубоководный желоб  
I—V — последовательность с юга на север

ее подплавление, а стало быть, делает неизбежной и конвективную теплопередачу.

Существенно, что сейсмические исследования и бурение через глубоководные желоба не подтвердили существования аккреционного клина под внешними склонами некоторых окраинных систем. Развитые здесь меланжевые комплексы оказались сложенными в основном материалом, поступившим с островной дуги или континента.

Напомним еще об одном противоречии этой концепции. Образование островодужных андезитов за счет плавления поддвигаемой океанической коры трудно объяснить с геохимических позиций. Возникает необходимость предположить их мантийный источник [Sinha, Hart, 1972]. О мантийном источнике говорит и отсутствие в выбросах островодужных вулканов обломков эклогитов, которые должны были бы образоваться при погружении сравнительно холодного базальтового вещества коры.

Чтобы снять указанные противоречия, приходится отказаться от идеи глубокого "задвижения" океанической плиты под островную дугу. Представляется более правильным допустить нарушение сплошности и фрагментацию движущейся океанической плиты в том месте, где ее пересекает разломная зона Бенъофа, и дальнейшее погружение образовавшихся обломков под действием нисходящего конвективного

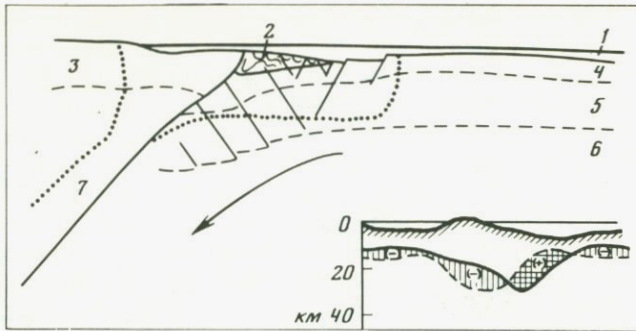


Рис. 2. Предполагаемая схема взаимоотношений океанической и континентальной литосферных плит в районе островной дуги

1 — водная оболочка; 2 — олистоформный комплекс; 3, 4 — кора: 3 — континентальная, 4 — океаническая; 5 — верхняя мантия под океаном; 6 — астеносфера; 7 — фокальная зона (точками околнурена область землетрясений). Стрелкой показано предполагаемое направление конвекции под океанической литосферой. На врезке типичное распределение мощностей земной коры в островодужной системе по К.Ф. Сергееву [1976]; минус и плюс соответственно дефицит и избыток мощностей земной коры по сравнению с теоретической равновесной моделью

течения мантии уже вне прямой связи с зоной Беньофа (рис. 2). При таком допущении происхождение главных структурных элементов островодужных систем получает несколько иное освещение.

Зона Беньофа представляет собой в таком случае гигантский дизъюнктив, разграничивающий крупнейшие сегменты Земли — континентальный и океанический [Шейнманн, 1968]. Эволюция зоны Беньофа и прилежащего к ней континентального края заключается в том, что концентрируемый в пределах зоны мощный поток тепла и летучих веществ обеспечивает плавление мантии и тем самым ведет к расслоению вещества: ниже фокальной зоны, куда погружается тяжелый тугоплавкий остаток, формируется специфический высокоскоростной слой, в самой же зоне вследствие погружения тяжелого остатка и оттока вверх легкоплавкого материала проявляется тенденция к разуплотнению. Эта тенденция должна гаситься латеральным подтоком мантийного материала с тыльной стороны островной дуги за счет истечения вещества астеносферы в зону разгрузки. Растекание маловязких астеносферных слоев приводит к выполаживанию зоны Беньофа и миграции ее верхней части, что вызывает растяжение литосферы, перемещение литосферных блоков в сторону фронта дуги и образование впадин в разрывах между растянутыми блоками в ее тылу (все эти процессы могут быть усилены за счет "принудительного" оттока вещества, вовлеченного в нисходящую конвекционную ветвь под зоной Беньофа; вместе с тем степень растяжения может контролироваться также скоростью и направлением перемещения литосферных плит относительно друг друга и зоны Беньофа).

Представляется очевидным, что растекание астеносферных слоев и соответственно растяжение литосферы должны иметь неравномерный характер и приводить к хаотической картине распределения в разной степени деформированных блоков, что и наблюдается в тылу островодужных систем. Местами общая картина неравномерного растяжения

усложняется локальными зонами сжатия, где из-за разной скорости перемещения блоки литосферы напирают друг на друга. Однако в этом хаосе замечена одна общая закономерность: вблизи от зоны Беньофа литосфера испытывает меньшее растяжение, так как здесь растекание вещества подстилающей астеносферы прекращается. Это обстоятельство служит причиной сохранности таких крупных выступов континентальной коры, как Камчатка, Япония и Новая Зеландия.

Плавление и гравитационное перемещение вещества над зоной Беньофа объясняют и другие важные особенности структуры островодужных систем.

Как показали сейсмические исследования Камчатки [Глубинное... 1978], кровля мантии под вулканической дугой характеризуется пониженными граничными скоростями (около 7,8 вместо обычных 8,0—8,2 км/с). Здесь же фиксируются отчетливое воздымание кровли мантии и местами наличие неглубоко под кровлей астеносферных линз. С тенденцией астеносферных линз к растеканию может быть связано местное растяжение верхних слоев литосферы, обуславливающее утонение коры, образование протяженных рифтогенных депрессий типа Центральнокамчатской и, как следствие, воздымание кровли мантии под вулканическим гребнем. Указанные изменения накладываются как на континентальные, так и на океанические блоки, что ведет к их деструкции вдоль вулканической дуги. Эта сторона процесса в значительной мере компенсируется противоположной — утолщением коры в результате вулканизма. Суммарный эффект указанных явлений различен в разных местах. Там, где вулканические дуги накладываются на тонкую океаническую кору, как это имеет место в сильно выдвинутых в океан островодужных системах, наращивание мощности коры явно преобладает над деструкцией.

Современные вулканические дуги представляют собой цепочки подводных, островных или наземных стратовулканов с относительной высотой до нескольких тысяч метров. Геологическое строение дуг зависит от их тектонического положения. Для выдвинутых в океан вулканических дуг характерны преобладание базальтовых и андезитобазальтовых лав, принадлежащих главным образом толеитовой серии, и широкое распространение подводных отложений, образовавшихся вокруг вулканических построек за счет разрушения и поступления пирокластического материала. В удалении от центров вулканизма накапливаются кремнистые и карбонатные илы с мелкими обломками вулканических пород. Вулканические дуги, расположенные на краю континента, сложены разнообразными лавами основного, среднего и кислого состава преимущественно известково-щелочной и субщелочной серии. Существенно преобладают андезиты, в больших массах распространены также игнимбриты и туфы.

Для вулканических дуг характерна петрохимическая зональность, которая выражена увеличением содержания щелочей и закономерным изменением соотношений других элементов в направлении к вогнутой стороне дуги.

Передовой хребет островодужной системы в отличие от тылового



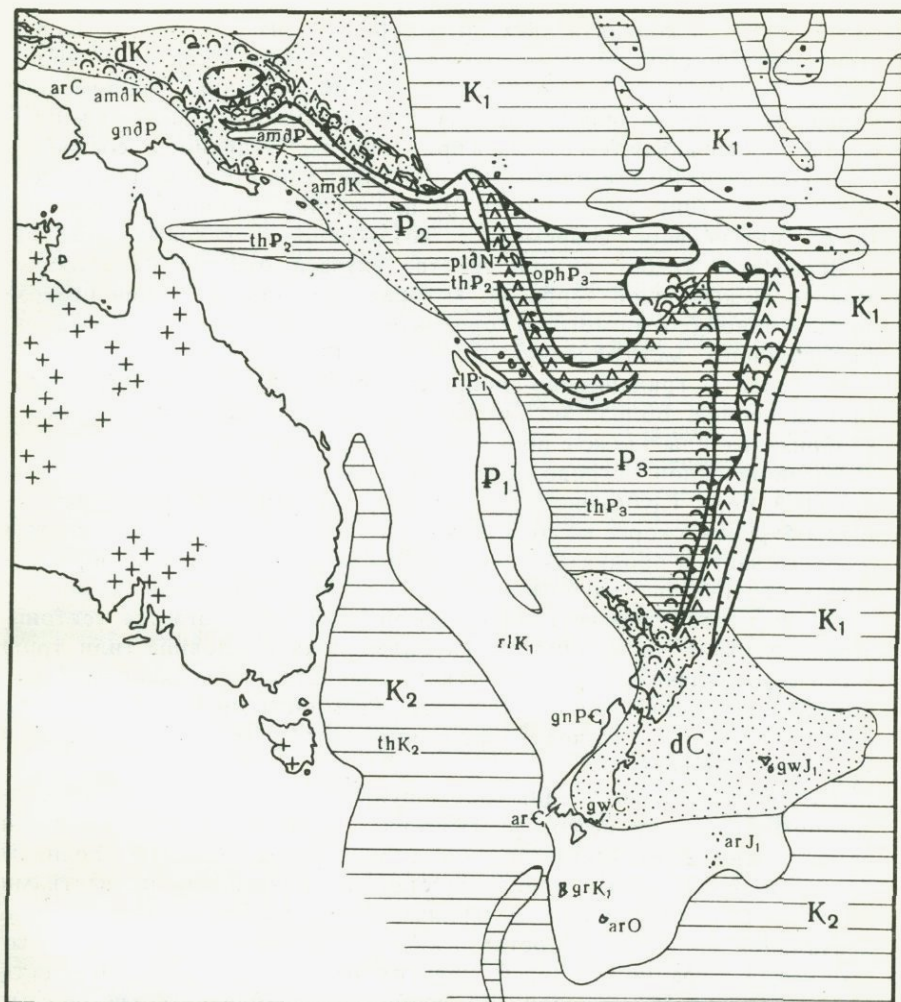


Рис. 3. Схема строения фундамента западнотихоокеанских окраин

1—5 — главные структурные элементы окраинных систем: 1—3 — вулканические дуги (1 — современные активные, 2 — кайнозойские отмершие, 3 — мезозойские), 4 — глубоководные желоба, 5 — активные тыловодужные впадины; 6—10 — типы коры в основании и обрамлении активных окраин: 6—8 — океаническая (6 — абиссальных равнин, 7 — подводных вулканических возвышенностей, 8 — новообразованных тыловодужных впадин), 9 — континентальная мафическая, 10 — сиалическая; 11 — выступы сиалического докембрия в континентальном обрамлении; 12 — возраст и формации — показатели типов коры в древнейших выступах данного участка (сиалические: gn — гнейсо-сланцевые, gr — гранитоидные, rl — риолитовые, ar — аркозовые; мафические: am — амфиболит-сланцевые, gw — граувакковые; океанические: orh — офиолитовые, th — толлит-базальтовые, ab — щелочно-базальтовые, pl — пелагические); 13 — возраст становления континентальной мафической и океанической коры; литера "до" означает "до"

авулканичен и имеет совершенно иное происхождение. Геоморфологически он обычно представлен подводным поднятием, гребень которого выражен островами или выступом акустического фундамента в ядре подводной антиклинали (см. рис. 1). Здесь обнаружены до- или раннеостроводужные комплексы. Хребет прослеживается вдоль выхода

на поверхность контакта двух литосферных плит (см. рис. 2). Вследствие упора поддвигаемой океанической литосферы у контакта наблюдается скучивание вещества, ведущее к образованию сиалического корня. Этот корень является антиизостатическим и стремится к всплыванию, поддерживая тем самым в приподнятом, "задранным" состоянии край континентальной плиты, что объясняет характерную для островных дуг картину аномального распределения мощностей коры, а также интенсивное современное воздымание передовых хребтов.

Передовой хребет в большинстве случаев отделен от вулканического межгрядовой террасой, которая представляет собой поверхность мощной (сотни метров) горизонтальной линзы молодых осадков, выполняющих межгрядовую депрессию. Вблизи крупных островов здесь развиты градационно-слоистые терригенные отложения с прослоями пеплов. Вблизи мелких островов преобладают кремнистые и карбонатные илы также с прослоями пеплов.

Внешний склон островодужной системы представляет собой материковый борт глубоководного желоба. Он имеет, судя по результатам бурения, скорее всего, аккумулятивное происхождение и сложен большей частью продуктами разрушения передового хребта, образующими хаотические нагромождения — олистостромовый комплекс.

На вогнутой стороне вулканической дуги располагается тектонически активная тыловодужная глубоководная котловина (или трог) часто с проявлениями специфического базальтового вулканизма. Осадочные отложения представлены здесь кремнистыми и карбонатными илами с прослоями пеплов и терригенных пород (вблизи континента и крупных островов).

Тыловодужные котловины формируются в результате охарактеризованных выше процессов растяжения в тылу вулканических дуг и накладываются на более древние структурные элементы. Реликты последних в окраинных морях представлены отчлененными участками ложа океана, отмершими вулканическими дугами, блоками континентальной коры и т.д. Состав осадков, перекрывающих реликтовые структуры окраинных морей, зависит от глубины моря, близости к крупным участкам суши. Во впадинах преобладают кремнистые илы и глины с прослоями пепла, турбидиты, а на поднятиях — биогенные карбонатные породы.

Таким образом, каждый из перечисленных структурных элементов островодужной системы характеризуется специфическим вещественным исполнением, позволяющим различать эти элементы не только в современном, но и в ископаемом состоянии, где геоморфологическое и геофизическое их выражение, естественно, утрачивается.

Активные окраины в их современном виде возникли недавно и имеют сравнительно молодой фундамент, в котором различаются реликты докембрийского субстрата, разновозрастные геологические комплексы предшествующих этапов развития Тихоокеанского пояса и отчасти комплексы его рамы. Трудной, так до конца и не решенной нами задачей является определение подошвы окраинных комплексов. Современную структуру окраин образуют не только ее активные элементы, в которых фиксируются современные рельефообразующие

процессы, вулканизм, сейсмическая активность, тепловой поток и т.д., но и отмершие, которые утратили признаки активности, но сохранили главные особенности своего строения и представляют собой ранние элементы современной окраины. От них следует отличать элементы древних, разрушенных последующими процессами окраин, которые по отношению к современным выступают как их фундамент. За критерий такого отличия мы принимаем уровень дислоцированности окраинных комплексов: нескладчатые или слабо дислоцированные комплексы считаем частью современной структуры, испытавшие полную складчатость относим к фундаменту. Этот критерий не совершенен, поскольку полная складчатость индивидуального структурного элемента не обязательно связана с разрушением всей активной окраины, но он имеет то преимущество, что является объективным, и, как правило, однозначным.

Располагаясь в общем вдоль стыка двух крупнейших структурных элементов земной коры — материкового и океанского, островодужные системы не обнаруживают строгой приуроченности к линии сочленения этих элементов, а многократно пересекают их границу, переходя с континента на океан и обратно (рис. 3). Этим определяется гетерогенность фундамента активных окраин, которые местами подстилаются корой континентального, местами — океанического типа. На фоне этой гетерогенности первого порядка различаются и менее значимые неоднородности, вплоть до самых высоких порядков, по отношению к которым окраинные системы выступают как структуры наложенные. Здесь, однако, мы ограничимся рассмотрением наиболее существенных неоднородностей, выделив в качестве разных типов фундамента разные типы земной коры: океаническую, континентальную мафическую и континентальную сиалическую. Эти неоднородности находят свое выражение в сложном геоблоковом строении тихоокеанского обрамления [Геология Тихоокеанского..., 1978].

Дальнейшее изложение материала ведется по типам фундамента в том порядке, как они перечислены, — от простого к сложному. В соответствующих разделах даны определения типов коры, и каждый охарактеризован сначала в обрамлении окраинных систем, а затем в их фундаменте. Описаны площади распространения и разрезы каждого типа коры. Проанализированы трудности выделения и типизации фундамента в определенных структурных обстановках.

## Глава 2

# ОКЕАНИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

### ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА ОКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Океаническая кора развита на обширных пространствах Тихого океана. Она построена сравнительно просто и характеризуется двухслойным (не считая осадочного покрова) строением. Мощность, как правило, невелика — 5—10, местами до 20—25 км. Океаническая кора отличается высокими сейсмическими скоростями, что обусловлено повышенной плотностью слагающих ее пород базитового и гипербазитового состава.

Тектоническое строение океанского дна неоднородно, соответственно неоднородно и строение подстилающей его коры. Главными структурными элементами, обладающими собственным типом коры, являются абиссальные равнины, срединно-океанические хребты и подводные вулканические возвышенности.

Земная кора абиссальных равнин считается наиболее типичным представителем океанической коры. Ее общая мощность обычно 6—8 км, из них верхние 0,2—0,6 км приходятся на неконсолидированные осадочные породы с низкими сейсмическими скоростями — 1,5—3 км/с. Среди них преобладают пелагические глины с той или иной, иногда значительной, долей кремневых биогенных осадков (диатомовых, радиоляриевых) и продуктов субаэрального вулканизма (кристаллокластов, вулканического стекла и т.п.). Подобный разрез вскрыт бурением в 17-м рейсе НИС "Гломар Челенджер" [Initial reports..., 1973]. Скважина 169 вскрыла следующий разрез (снизу вверх).

1. Базальты — 13 м.
2. Толща бурых глин с цеолитами, вверх по разрезу сменяющаяся нанофоссилиевым мелом с линзами бурых кремней, — 3 м.
3. Силл диабазов, перекрытый уплотненными глинами с цеолитами и кремнистыми прослоями, — 122 м.
4. Толща бурых пелагических глин с прослоями кремней и цеолитами — 79 м.

Возрастной диапазон разреза — нижний мел—неоген.

Верхний, второй слой консолидированной коры имеет мощность 1—3 км, сейсмические скорости 4,0—5,5 км/с и сложен базальтами и долеритами. По петрохимическим данным базальты абиссальных равнин относятся к абиссальным толеитам. Они образуют однородную слабо дифференцированную серию, которая по составу аналогична толеитам некоторых срединно-океанических хребтов (рис. 4, 5). Нижний, третий слой океанической коры мощностью 4—6 км имеет скорости 6,5—7,0 км/с. Полагают, что он сложен различными габброидами и

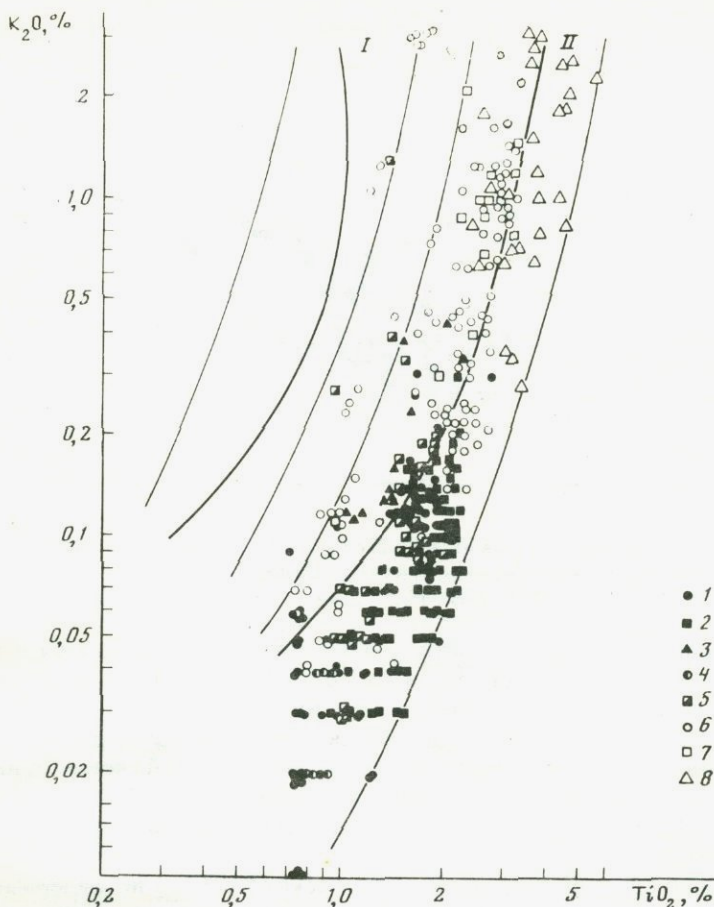


Рис. 4. Составы базальтоидов океанической коры Тихого океана на диаграмме  $TiO_2$ — $K_2O$  [Hedge et al., 1972; Initial reports..., 1973, 1975, 1976, 1980, 1983; Campsie et al., 1983; Глубинные..., 1984]

1—3 — Восточно-Тихоокеанское поднятие: 1 — Галапагосский рифт, 2 — Калифорнийский рифт, 3 — южный сектор; 4, 5 — абиссальные равнины: 4 — плато Онтонг-Джава и Манихики, 5 — впадина Науру; 6—8 — вулканические возвышенности: 6 — Императорский хребет, 7 — Гавайский хребет, средние данные, 8 — Западный Самоа. I, II — поля составов островодужных и океанических (тихоокеанских) базальтоидов; жирные линии — соответствующие тренды по Б.Г. Лутцу [1980]

перидотитами, которые обычно драгируются в зонах глубоких разломов. Вопрос о строении третьего слоя дискусионен, что отражается на моделях строения океанической коры (рис. 6). Верхняя мантия на границе обладает устойчивыми сейсмическими скоростями — 8,0—8,2 км/с.

Земная кора срединно-океанических хребтов характеризуется поперечной зональностью: на склонах хребтов она мало отличается от коры абиссальных равнин, но под осевыми рифтами ее строение резко меняется. Под рифтовыми зонами Срединно-Атлантического и Срединно-Индийского хребтов, как известно, нижний, третий слой коры со скоростями 6,8 км/с отсутствует, так что верхний консоли-

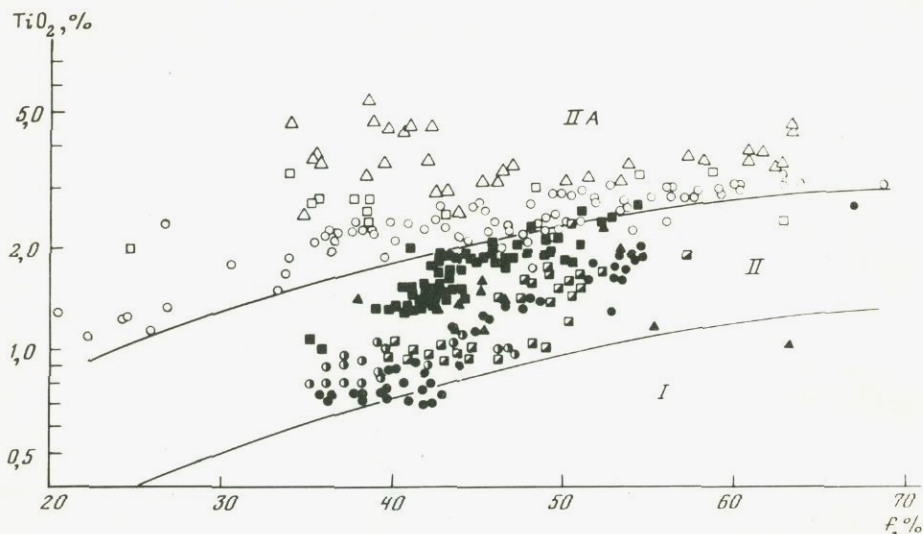


Рис. 5. Составы базальтоидов океанической коры Тихого океана на диаграмме  $TiO_2-F$

IIA — поле составов щелочных оливиновых базальтов подводных вулканических возвышенностей. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

дированный слой со скоростями 5,0—5,3 км/с подстилается непосредственно породами со скоростями 7,0—7,3 км/с. Эти породы относят уже к мантии, а их сравнительно низкие скорости трактуют как результат подъема и разуплотнения вещества верхней мантии. Под Восточно-Тихоокеанским поднятием нижний слой коры обнаружен, но и здесь он имеет меньшую по сравнению с абиссальными равнинами мощность и подстилается верхней мантией с пониженными пластовыми скоростями.

Осадочный слой срединно-океанических хребтов не выдержан: чередуются осадочные ванны, участки с маломощным осадочным чехлом, лишенные чехла выступы изверженных пород. Сами осадочные породы представлены разнообразными известковыми и эдафогенными склоновыми отложениями. Часты ритмично-слоистые известковые илы, известковые турбидиты, кокколитовые пелитоморфные илы. Вблизи гребней срединно-океанических хребтов и в рифтовых долинах в известковых осадках обычны прослой и рассеянная примесь вулканокластического материала. У подножья склонов в зонах трансформных разломов развиты кремнисто-известковые турбидиты с чередованием карбонатных и кремнистых слоев [Осадкообразование..., 1979]. Верхний консолидированный слой сложен подушечными лавами базальтов и дайками долеритов и диабазов. Базальты и долериты образуют слабо дифференцированную серию, получившую название толеитов срединно-океанических хребтов; это наиболее низкокальциевые базальты на Земле<sup>1</sup>

<sup>1</sup> В составе базальтов срединно-океанических хребтов существуют заметные региональные различия. Так, атлантические базальты отличаются от тихоокеанских несколько повышенной щелочностью (кальциевостью) [см., например, Харин, 1979]; среди тихоокеанских базальтов Калифорнийского рифта оказываются более титанистыми в сравнении с галапагосскими (см. рис. 4) и т.п.

| 1           | 2            | 3            | 4   | 5  | 6   | 7                                       |       |
|-------------|--------------|--------------|---|--|---|---|-------|
|             |              |              |   |  |   |   | 0     |
| 1,5         | 1,5          | 1,5          |   | Вода   |   |   | 2     |
|             | 1,7          | 1,7          |   | Осадки   |   | Осадочный слой                          | 4     |
| 2,1         |              |              |   |  |   |   |       |
| 5,15        | 2,75         | 4,12         | Подушечные лавы                                     |  |   | Долерито-базальтовый слой<br>4,1-5,7    | 6     |
|             | 4,33         | 5,76         | Параллельные дайки                                  |  |   |   |       |
| 6,82<br>(3) | 6,55<br>(3A) | 6,77<br>(3A) | Измененные габбро и метагаббро                      |  |   | Габбро-гипербазальтовый слой<br>6,7-7,4 | 8     |
|             | 7,32<br>(3B) | 7,42<br>(3B) | Неизмененные<br>расслоенные<br>габбро               | Неизмененные<br>габбро, частич-<br>но серпентини-<br>зированные рас-<br>слоенные дуниты<br>и пироксениты | Частично серпентини-<br>зированные<br>расслоенные дуниты<br>и пироксениты<br>Частично серпентини-<br>зированные гарцбургиты |   |       |
| 8,15        | 8,2          | 8,2          | Расслоенные<br>дуниты и пироксениты,<br>гарцбургиты | Неизмененные тектонизированные<br>гарцбургиты  |   | Верхняя<br>мантия                       | 12 км |

Рис. 6. Модели строения океанической коры

1-3 — геофизические: 1 — двухслойная модель Шора и др., 2 — трехслойная модель Вулларда, 3 — четырехслойная модель Вулларда; 4-6 — различные петрологические модели Клагью и Стрейли [Митчелл, Гарсон, 1984]; 7 — петрофизическая модель, принятая в данной работе. Сейсмические скорости, км/с; цифры в скобках — условные номера слоев

(см. рис. 4, 5). Нижний слой срединно-океанических хребтов сложен, как полагают, габброидами и перидотитами, образцы которых подняты драгированием в зонах трансформных разломов.

Характерной особенностью рифтогенных структур типа срединно-океанических хребтов является то, что даже в случае заложения их во внутриконтинентальной обстановке присущие им особенности строения и вулканизма сохраняются. К структурам такого типа на западе Тихого океана относится глубоководная котловина Тасманова моря, ограниченная сиалическими блоками — Австралийским на западе и Лордхау-Новозеландским на востоке. По данным сейсмического зондирования она подстилается тонкой корой типично океанического строения, причем здесь, как и в срединно-океанических хребтах, отсутствует базальтовый, третий слой, так что низкоскоростной вулканогенно-осадочный, второй слой залегает непосредственно на мантии. Последняя отличается пониженными (7,85 км/с) сейсмическими скоростями.



Такую аномалию объясняют рифтогенной природой Тасманова моря как результат раздвижения континентальной массы в конце позднего мела. Это подтверждается наличием осесимметричных линейных магнитных аномалий, имеющих возраст от 60 в центре до 80 млн лет в окраинных частях котловины [Hayes, Rings, 1973]. В центральной части Тасмановой котловины, по данным НСП, выделяется погребенный хребет, ось которого пространственно совпадает с осевой магнитной аномалией. Акустический фундамент Тасмановой котловины вскрыт скв. 283 DSDP. Он представлен измененными оливиновыми базальтами.

Земная кора подводных вулканических возвышенностей типа хребтов Шатского, Хесса, Гавайско-Императорского обладает значительной мощностью, до 20—25 км. Осадочный слой здесь развит фрагментарно. На массивных возвышенностях с пологим рельефом распространены однородные кокколито-фораминиферовые осадки. На вершинах подводных гор часты коралловые известняки, а их склоны покрыты эдафогенными глыбовыми накоплениями. Верхний слой консолидированной коры имеет скорости 4,8—4,9 км/с и мощность 9—10 км. Он сложен вулканогенными породами, преимущественно базальтами. Нижний слой имеет скорости 6,5—6,8 км/с и мощность 10—12 км. Вероятно, он сложен различными габброидами и гипербазитами. Базальты подводных вулканических возвышенностей резко отличаются от толеитов абиссальных равнин и срединно-океанических хребтов в первую очередь повышенной щелочностью и титанистостью (см. рис. 4, 5). Магматические породы подводных вулканических возвышенностей образуют дифференцированную серию от пикритов до дацитов. На дискриминационных диаграммах они дают устойчивые поля, почти не перекрывающиеся с полями других океанических базальтов. Кроме того, базальты подводных возвышенностей обогащены рядом литофильных элементов, таких, как Rb, Sr, Ba, Zr и др., что коррелируется с высоким содержанием щелочей и титана.

## ОКЕАНИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ОКРАИННЫХ СИСТЕМ

Океанический фундамент подстилает далеко выдвинутые в океан островные дуги — Алеутскую, Бонино-Марианскую, дуги Меланезийско-Кермадекского сектора, а также дно почти всех глубоководных впадин западнотихоокеанских окраинных морей. В разных впадинах происхождение океанического фундамента оказывается принципиально различным. В одних участках фундаментом служит кора океанов, на которой закладываются вулканические дуги и которая, будучи отрезана ими от океанской плиты, выстилает часть дна окраинных морей; такую кору будем называть отчлененной (trapped). Местами же океаническая кора формируется при разрастании океанического дна в тыловодужных впадинах — это новообразованная тыловодужная кора, или неофундамент.

Идентификация фундамента окраинных морей связана с некоторыми

трудностями. В отчлененных бассейнах к фундаменту относится почти весь разрез коры, за исключением самой верхней части осадочного чехла, накопленной уже после отделения бассейна от океана. В новообразованных же тыловодужных впадинах, где и верхние и нижние части коры формируются одновременно — в рамках длительности разрастания впадин, привычное понятие фундамента вообще ломается. Вероятно, здесь к фундаменту следовало бы отнести те интрузивные образования, которые перекрыты наслоенными вулканическими сериями, т.е. третий слой коры. Такой достаточно строгий подход к выделению фундамента, однако, противоречил бы традиции и неоправданно усложнил бы номенклатуру и анализ. Поэтому мы для всех глубоководных впадин примем обычное деление океанической коры, при котором к фундаменту относят всю ее консолидированную часть, т.е. второй, долерит-базальтовый, и третий, габбро-гипербазитовый, слои.

По-видимому, океаническая кора местами подстилает также фронтальные зоны активных окраин андского типа, однако распространение ее здесь незначительно. Единственный район, где в подобной обстановке предполагается наличие древнего океанического фундамента, — прибрежная зона эквадорских и колумбийских Анд (см. главу 5).

#### ОКЕАНИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ. ПРОБЛЕМА ОСТРОВОДУЖНЫХ ОФИОЛИТОВ

Особенностью глубинного строения эпиокеанических вулканических дуг (Марианской, Тонга и др.) является совпадение скоростных характеристик сейсмических слоев их коры со скоростными параметрами слоев коры океанической. Консолидированная кора вулканических дуг включает два слоя — верхний со скоростями 5,1—6,2 км/с и нижний со скоростями 6,6—7,0 км/с — общей мощностью до 18 км и выше (рис. 7). Сравнение коры прилегающих областей Тихого океана и глубоководных впадин окраинных морей с корой островных дуг показывает, что второй и третий слои собственно океанической коры переходят с увеличением мощности и плотности в соответствующие слои островодужной коры. Это привело к выводу, что островодужная кора сложена деформированными и частично метаморфизованными океаническими комплексами [Геология dna..., 1980], т.е. что все офиолиты в островных дугах представляют собой фрагменты океанической коры. Вместе с тем высказывалось мнение, что по крайней мере часть офиолитов формируется уже на стадии становления и развития островной дуги [Miyashiro, 1975; Петрология..., 1977; Bloomer, Hawkins, 1983]. Действительно, в островных дугах присутствуют разнотипные офиолитовые комплексы [Геология dna..., 1980], и относить их все к океаническим образованиям, вероятно, нельзя. Полученные нами материалы по офиолитам дуги Тонга дают, как мы увидим ниже, новые доказательства принадлежности офиолитов к двум разным типам: наряду с океаническими офиолитами, слагающими древний фундамент вулканических дуг, существует особый тип островодужных офиолитов, которые входят в состав островодужных комплексов.

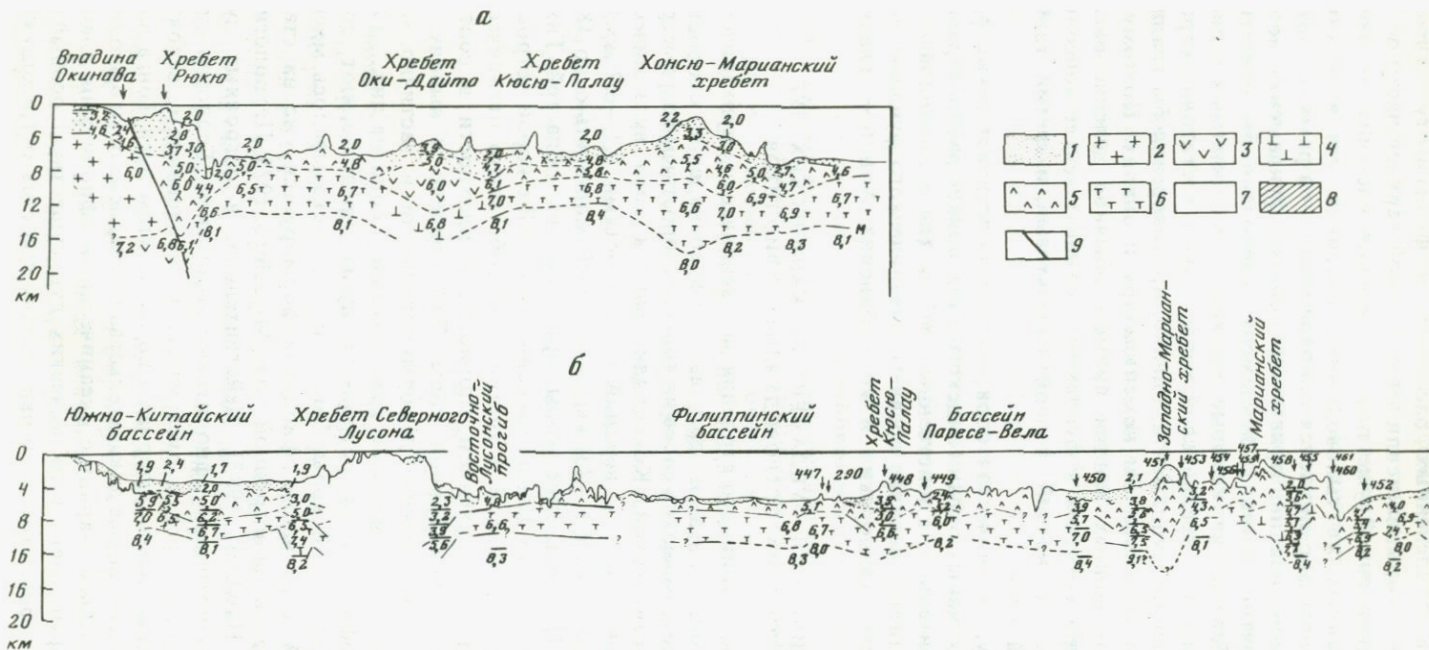


Рис. 7. Петрофизические разрезы земной коры Филиппинского (а) и Южно-Китайского (б) морей [Murauchi et al., 1968; Хэйс, 1984] (упрощено)

1 — осадочный и вулканогенно-осадочный слои (1,7—5,5 — здесь и ниже цифры — сейсмические пластовые скорости, км/с); 2—4 — петрофизические слои консолидированной континентальной коры: 2 — гнейсо-

гранитовый (5,9—6,4), 3 — сланце-базитовый (6,6—6,8), 4 — гранулитогаббровый (7,0—7,2); 5, 6 — петрофизические слои консолидированной океанической коры: 5 — долерито-базальтовый (4,1—5,7), 6 — габброгипербазитовый (6,7—7,4); 7 — мантия ( $\geq 7,9$ ); 8 — разуплотненная мантия (7,2—7,9); 9 — разломы

Древний океанический фундамент изучен в основании вулканических дуг Бонино-Марианской, Новогейбридской и Тонга.

Фундамент Бонино-Марианской дуги, как показали результаты драгирования, имеет двухъярусное строение. К нижнему ярусу относятся кристаллические породы базит-гипербазитового ряда, к верхнему — толеитовые базальты и диабазы. Кристаллические породы нижнего яруса представлены в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, плагиоклазовыми лерцолитами и троктолитами, оливиновыми, оливин-двупироксеновыми габбро, габбро-норитами и диабазами. Эти породы слагают полосчатый разрез, в основании которого залегают гарцбургиты, выше они сменяются переходным комплексом — плагиоклазовыми лерцолитами и троктолитами, еще выше залегают различные габбро. По представлениям Г.Н. Савельевой и др. [Геология дна..., 1980], перечисленные породы, исключая гарцбургиты, составляют единый расслоенный комплекс.

Верхний ярус представлен толщей габбро-диабазов, диабазов и толеитовых базальтов; сюда же, вероятно, относятся габбро-нориты и диабазы, драгированные в верхней части склона Марианского желоба. В целом эта толща, перекрывающая расслоенный комплекс, по-видимому, является аналогом второго слоя океанической коры. По петрохимическим особенностям (рис. 8, 9) базальты и диабазы второго яруса соответствуют океаническим толеитам. Среди вулканогенных пород второго яруса встречены также флишоидные и кремнистые осадки.

Океанический фундамент Новогейбридской вулканической дуги устанавливается по присутствию пелагических красных аргиллитов в основании разреза о-ва Малекула и офиолитов на о-ве Пентекост [Энциклопедия..., 1980].

Фундамент дуги Тонга до последнего времени не был известен. Наиболее древние толщи дуги, обнажающиеся на о-ве Эуа, сложены туфами и агломератами, прорванными дайками сильно измененных диабазов. Возраст толщи допозднеэоценовый, и некоторые исследователи считали ее тем океаническим дном, на котором заложилась островная дуга. Однако находки акцессорных гранатов и турмалина в обломочных породах этой толщи, а также ксенолитов гранитоидов в островодужных лавах позволили высказать предположение о существовании гранитно-метаморфического фундамента в основании дуги [Bryan et al., 1972; Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Родников, 1979].

Чтобы определить обоснованность этого предположения, акцессорные гранаты туфотурбидитов, драгированных в 16-м рейсе "Каллисто", были выделены и изучены с применением микроанализатора [Высоцкий, Михайлик, 1983]. Оказалось, что гранаты представлены двумя типами. К первому относятся андрадиты и андрадит-гроссуляры, характерные для метасоматических и контактово-измененных пород. Состав гранатов второго типа, %: альмандин — 68—71, спессартин — 12—15, пироп — 7—13, гроссуляр — 2,5—3; вариации состава очень незначительны, несмотря на то что пробы взяты в ареале более 1000 км. Гранаты этого типа химически однородны, в них нет зональности, указывающей на изменения  $P$ — $T$ -условий кристаллизации.

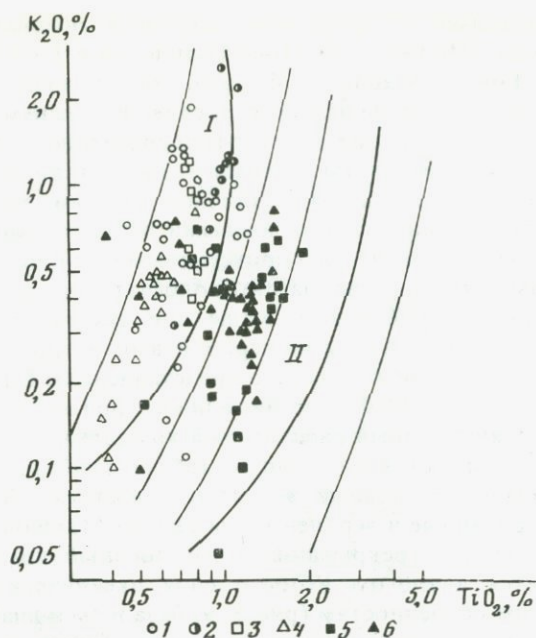


Рис. 8. Составы базальтоидов островных дуг на диаграмме  $TiO_2-K_2O$  [Bryan et al., 1972; Эрлих, 1973; Ewart, 1976; Вулканизм..., 1977; Геология дна..., 1980; Абдурахманов, 1982; Initial reports..., 1981, 1982; Dixon, Batiza, 1979]

1—4 — четвертичные островодужные базальты вулканических дуг: 1 — Курильской, 2 — Камчатской, 3 — Марианской, 4 — Тонга; 5, 6 — базальты фундамента вулканических дуг: 5 — Марианской, 6 — Тонга. I, II — поля составов островодужных и океанических базальтоидов (см. рис. 4 и 5), жирные линии — соответствующие тренды по Б.Г. Лутцу [1980]

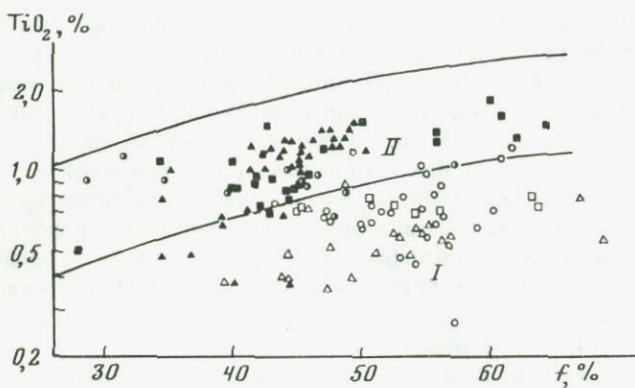


Рис. 9. Составы базальтоидов островных дуг на диаграмме  $TiO_2-f$   
Условные обозначения см. на рис. 8

Подобные гранаты, как известно, имеют магматическую природу и присутствуют в различных лавах известково-щелочной серии и в гранитах. Их источником могли быть, в частности, плагиограниты офиолитового комплекса, в которых гранаты такого состава действительно обнаружены. Среди изученных гранатов нет таких разностей, для

которых можно было бы предполагать метаморфическую природу и которые свидетельствовали бы о разрушении регионально метаморфизованных пород.

В 16-м рейсе "Каллисто" [Высоцкий, Михайлик, 1983; Пуцин, Высоцкий, 1983] в основании дуги Тонга были выявлены, как указывалось, два разнотипных офиолитовых комплекса (рис. 10), из которых лишь один может быть идентифицирован как океанический. Главным критерием являются петрохимические особенности лав, с которыми ассоциируют кристаллические породы преимущественно базит-гипербазитового состава (предпочтение лавам отдается потому, что процессы магматической дифференциации, проявленные в магматических камерах в период становления габбро-гипербазитовых интрузий, придают особую специфику кристаллическим породам, нивелируя и искажая петрохимические черты родоначальной магмы; процессы магматической дифференциации свойственны и эффузивным образованиям, но в гораздо меньшей степени, так что их индивидуальные особенности сохраняются).

Океанический офиолитовый комплекс сложен кристаллическими магматическими породами кортландит-норитового ряда, перекрытыми толщей слабо измененных вулканитов основного состава. Кристаллические породы образуют дифференцированную серию, меланократовые разности которой сложены кортландитами и габбро-норитами, а лейкократовые — нормальными габбро, кварцевыми габбро, диоритами и плагиогранитами (табл. 1). Характерной особенностью пород является присутствие титанистого амфибола. Кристаллические породы принадлежат единому расслоенному плутону. Расслоенность видна в крупных глыбах, где происходит чередование лейкократовых и меланократовых разностей. Обычно меланократовые прослои представлены габбро-норитами, а лейкократовые — эвкритовыми габбро, кварцевыми габбро и диоритами [Высоцкий, 1983].

Базальты океанического офиолитового комплекса делятся на две группы, различающиеся по структурам, минеральному составу и химизму. Первая группа базальтов характеризуется сноповидными, метельчатыми выделениями плагиоклаза, повышенной титанистостью и железистостью. Они сопоставимы, в частности, с океаническими толетами впадины Науру и плато Манихики (см. рис. 8, 9). Для второй группы характерны спинифексовые структуры (пироксеновый спинифекс), отсутствие кристаллов плагиоклаза, пониженное содержание Ti и повышенное Mg. Их аналоги также известны на плато Манихики [Initial reports..., 1976].

Другой офиолитовый комплекс существенно отличается от океанического. Рассмотрим его особенности. Драгированием установлено, что в основании склона обнажаются серпентинизированные перидотиты—лерцолиты, гарцбургиты, дуниты (?). Они представлены массивными черными разностями, часто с петельчатой структурой. Из первичных минералов сохранились высокомагнезиальный оливин (~30%), редко орто- и клинопироксены, хромистая шинель (до 1%).

Выше по склону (интервал 5400—3300 м) залегают различные габброиды, содержащие шпильеры (?) ортопироксенитов. Характерной

Таблица 1  
Химический состав пород  
океанического офиолитового комплекса дуги Тонга

| Компоненты                     | 1     | 2      | 3     | 4     | 5     | 6      | 7     |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40,79 | 44,33  | 44,95 | 48,11 | 48,10 | 67,53  | 49,04 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,63  | 1,14   | 0,17  | 0,25  | 0,39  | 0,48   | 1,24  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,05  | 12,33  | 12,39 | 14,28 | 14,40 | 12,12  | 14,96 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,02  | 2,42   | 3,81  | 1,38  | 0,00  | 2,60   | 3,20  |
| FeO                            | 10,66 | 9,49   | 6,15  | 7,33  | 7,79  | 3,23   | 9,17  |
| MnO                            | 0,25  | 0,22   | 0,19  | 0,19  | 0,17  | сл     | 0,15  |
| MgO                            | 24,58 | 14,00  | 15,57 | 11,77 | 13,18 | 3,43   | 7,22  |
| CaO                            | 4,30  | 8,79   | 10,20 | 12,01 | 11,47 | 1,68   | 10,05 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,60  | 1,54   | 0,75  | 1,40  | 1,54  | 5,25   | 1,96  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,12  | 0,26   | 0,11  | 0,04  | 0,10  | 0,12   | 0,26  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,27  | 0,29   | 0,18  | 0,12  | 0,20  | 0,21   | 0,18  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,00  | 0,46   | 0,76  | 0,97  | 0,60  | 0,19   | 0,21  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 5,38  | 4,74   | 4,61  | 1,68  | 1,68  | 3,26   | 2,19  |
| Сумма                          | 99,65 | 100,01 | 99,84 | 99,53 | 99,52 | 100,10 | 99,83 |
| Ni                             | 930   | 450    | 500   | 240   | 450   | 120    | 92    |
| Co                             | 140   | 79     | 74    | 65    | 90    | 21     | 26    |
| Cr                             | 1800  | 600    | 510   | 400   | 700   | 360    | 140   |
| V                              | 200   | 220    | 78    | 130   | 210   | 70     | 280   |
| Sn                             | 4     | 3      | 4     | 2     | 2     | 2      | 1,6   |
| Zn                             | 260   | 180    | 150   | 210   | 160   | 69     | 73    |
| Cu                             | 32    | 120    | 23    | 150   | 150   | 55     | 84    |
| B                              | 80    | 14     | 19    | 10    | 17    | 6      | 1,5   |

Примечание. 1 — кортландит; 2, 3 — оливин-двопироксеновые габбро; 4, 5 — габбро-нориты; 6 — тоналит; 7—11 — базальты первого типа; 12—15 — базальты второго типа. Здесь и далее в таблицах окислы в % мас., элементы в г/т; анализы (кроме оговоренных случаев) выполнены

особенностью габброидов является кумулятивная структура. В состав кумулятивной фазы входят плагиоклаз (габбро-анортозиты), плагиоклаз + клинопироксен (габбро), плагиоклаз + ортопироксен + титаномагнетит (габбро-нориты). Минералы кумулятивной фазы характеризуются резким идиоморфизмом по отношению к посткумулятивным (клинопироксен, рудный минерал). Подобные структуры, а также полосчатые текстуры, наблюдающиеся в отдельных образцах, свидетельствуют о том, что габброиды относятся к полосчатому (расслоенному) комплексу. В верхней части этого интервала среди обломков, поднятых драгой, преобладают диабазы, слагающие, вероятно, жильный комплекс. Здесь же появляются плагиограниты. В интервале глубин 4000—3300 м породы интенсивно раздроблены, часто отмечаются зеркала скольжения. В верхней части интервала обнаружены обломки серпентинитов и зеленых сланцев. Вероятно, здесь находится

|  | 8     | 9      | 10     | 11    | 12    | 13     | 14    | 15    |
|--|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
|  | 48,93 | 49,46  | 48,60  | 49,08 | 50,17 | 48,58  | 50,69 | 52,55 |
|  | 1,30  | 1,22   | 1,31   | 1,26  | 0,71  | 0,69   | 0,67  | 0,37  |
|  | 14,31 | 15,00  | 15,45  | 14,52 | 13,96 | 14,21  | 14,59 | 14,86 |
|  | 3,12  | 4,30   | 4,44   | 4,01  | 1,43  | 2,07   | 1,74  | 4,01  |
|  | 9,79  | 6,42   | 5,59   | 6,43  | 8,92  | 10,27  | 7,41  | 6,17  |
|  | 0,22  | 0,18   | 0,17   | 0,18  | 0,20  | 0,20   | 0,16  | 0,16  |
|  | 7,45  | 7,76   | 6,85   | 8,02  | 8,24  | 8,76   | 7,86  | 6,91  |
|  | 10,53 | 10,38  | 11,38  | 10,01 | 10,17 | 10,06  | 9,50  | 8,71  |
|  | 2,34  | 2,79   | 2,69   | 2,91  | 2,38  | 3,20   | 2,16  | 2,29  |
|  | 0,17  | 0,36   | 0,32   | 0,42  | 0,35  | 0,43   | 0,74  | 0,67  |
|  | 0,26  | 0,22   | 0,23   | 0,23  | 0,21  | 0,29   | 0,19  | 0,17  |
|  | 0,28  | 0,81   | 0,66   | 0,00  | 0,74  | 0,20   | 0,87  | 0,64  |
|  | 0,91  | 1,36   | 2,43   | 2,39  | 2,10  | 1,46   | 3,08  | 2,34  |
|  | 99,61 | 100,26 | 100,12 | 99,46 | 99,58 | 100,42 | 99,67 | 99,85 |
|  | 140   | 110    | 220    | 100   | 120   | 93     | 170   | 110   |
|  | 55    | 40     | 80     | 25    | 57    | 40     | 45    | 43    |
|  | 300   | 220    | 300    | 200   | 320   | 230    | 290   | 190   |
|  | 460   | 430    | 700    | 400   | 370   | 350    | 350   | 410   |
|  | 2,5   | 1,6    | 2,5    | 1,7   | 4     | 1,8    | 1,8   | 1,6   |
|  | 59    | 42     | 80     | 59    | 160   | 45     | 49    | 52    |
|  | 93    | 95     | 220    | 170   | 135   | 52     | 170   | 170   |
|  | 1,4   | 6,8    | 28     | 14    | 30    | 1,4    | 8,6   | 6,0   |

в ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитики Т.В. Бортина, Т.Г. Ватутина, С.П. Славкина, Ж.А. Шека (силикатный), Э.Д. Голубева, С.В. Игнатьева, Т.В. Сверкунова (спектральный), В.И. Таскаев, Н.И. Кирюхина (на микроанализаторе (JXA-5A).

тектоническая зона, мощность и элементы залегания которой сейчас трудно определить.

Еще выше, на глубинах 3300—1900 м, развиты габброиды, среди которых отмечено присутствие верлитов и аповерлитовых серпентинитов, диабазов и диоритов. Наиболее распространены среди габброидов эвкритовые габбро и габбро-нориты. Химический состав основных разновидностей описанного разреза приведен в табл. 2.

Кристаллические породы перекрыты толщей шаровых лав, туфов и туфогенно-осадочных пород, залегающих на глубинах 1900—1000 м. Лавы представлены образованиями бонинитовой серии ультраосновного—среднего состава. Ультраосновные бониниты характеризуются большим количеством оливина во вкрапленниках и большей степенью раскристаллизации, чем базальтовые члены серии.

Наиболее раскристаллизованные разности сложены порфиrowыми

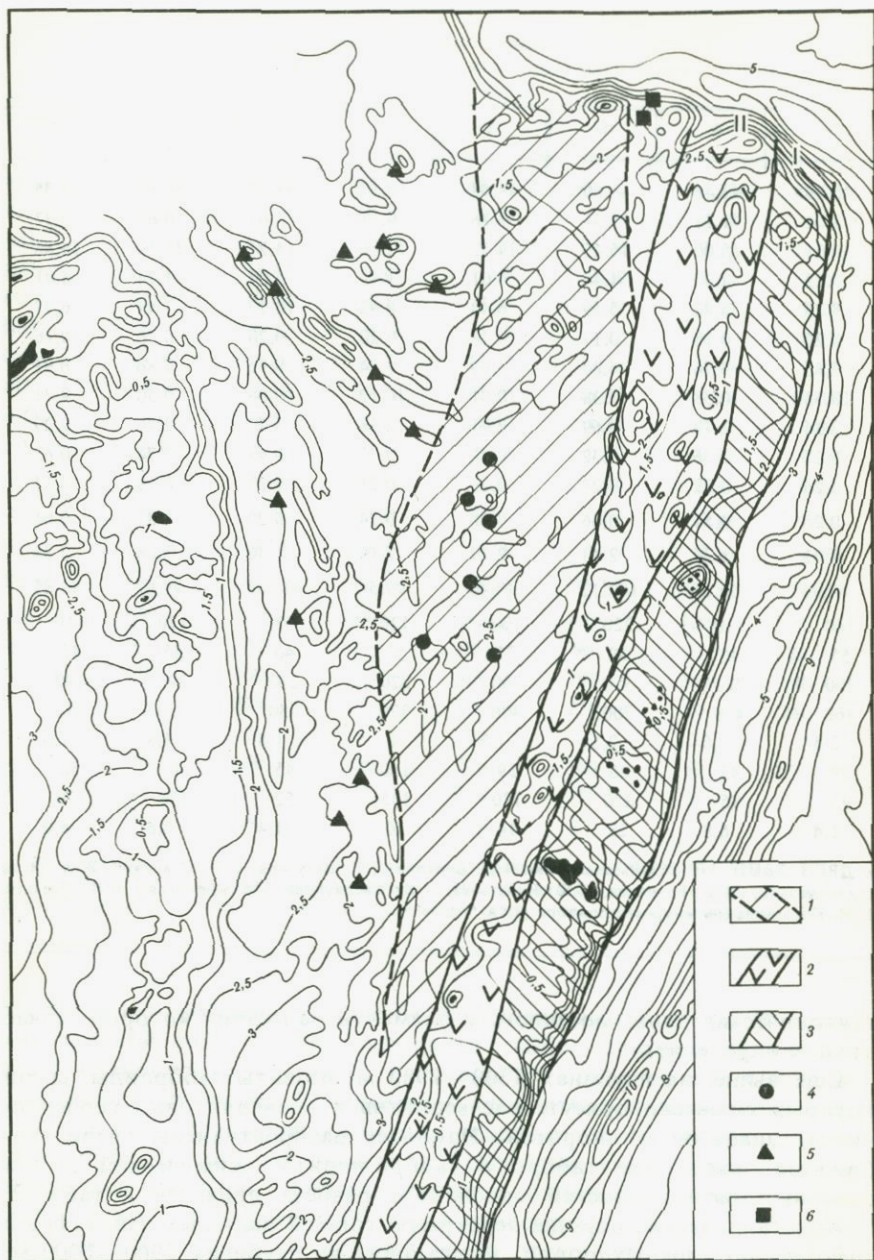


Рис. 10. Главные структурные элементы системы Лау—Тонга (батиметрия и точки драгирования, по Дж. Хоккинсу [Геология континентальных окраин, 1978])

1 — рифтовая зона котловины Лау; 2 — вулканическая дуга Тонга; 3 — передовой хребт Тонга; 4—6 — типы драгированных базальтоидов: 4 — толеиты рифтовой зоны, 5 — толеиты и субщелочные базальты подводных хребтов, 6 — щелочные базальты. Участки драгирования офиолитовых комплексов по С.В. Высоцкому [1983]: I — океанического, II — островодужного

выделениями оливина (40—45%), ортопироксена (около 10%), редкими кристаллами кальциевого клинопироксена, реже пижонита, погруженными в основную массу, состоящую из кристаллов зональных пироксенов сложной формы, округлых выделений оливина и буроватого прозрачного стекла. Порода практически не изменена.

Оливин во вкрапленниках представлен идиоморфными кристаллами, иногда гломеропорфировыми скоплениями. Максимальный размер вкрапленников достигает 8 мм. Кристаллы оливина насыщены включениями стекла и высокохромистой шпинели. В большинстве случаев кристаллы оливина обрастают тонкой каймой ортопироксена. Иногда оливин слагает ядерные части крупных кристаллов ортопироксена, а также образует включения в зональных ортопироксенах, группируясь вдоль границ зон. Некоторые кристаллы оливина трещиноваты, и по трещинам наблюдаются выделения прозрачного стекла. В основной массе оливин находится в подчиненном количестве, образуя мелкие округлые зерна. Фенокристаллы оливина отличаются постоянством состава (табл. 3). Для них характерна более низкая железистость (8,8%) в сравнении с оливином, включенным в ортопироксен (12,6%). Содержание NiO не превышает 0,2%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,1%.

Ортопироксен является второй по количеству минеральной фазой среди фенокристаллов и слагает ядра зональных кристаллов в основной массе. Ортопироксен присутствует в виде четырех форм.

1. Крупные фенокристаллы, иногда раздробленные, имеющие довольно постоянный состав ( $f = 12-13\%$ , CaO = 1,8—2,1%).

2. Фенокристаллы зональных ортопироксенов и ортопироксенов, имеющих в ядре включения оливина. В зональных ортопироксенах ядро сложено более железистым ортопироксеном, а краевые части — более магнезиальным ( $f = 11-12\%$ , CaO = 2,19%). Иногда к границе зон приурочены включения оливина и клинопироксена.

3. Ядра зональных пироксенов в основной массе, обрастающие широкой каймой клинопироксена. Эти ядра сложной формы, иногда дендритовидной. Для них характерны те же особенности химического состава, что и для ортопироксенов второй формы.

4. Тонкие реакционные каемки вокруг фенокристаллов оливина, фиксируемые при микросондовом анализе.

Клинопироксен слагает идиоморфные кристаллы, содержащие пылевидные включения хромшпинелидов, образует широкие каемки вокруг ортопироксена в основной массе и узкие, различимые только при больших увеличениях, каемки вокруг фенокристаллов ортопироксена, а также выделения сложной формы, часто дендритовидные, игольчатые, внутри включений стекла. По составу клинопироксен фенокристаллов близок к диопсиду. Эта генерация, вероятно, самая ранняя, она наиболее магнезиальная ( $f = 10-15\%$ , Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,1—2,2%) и наиболее хромистая (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,7—0,8%). Близким химическим составом обладает клинопироксен, находящийся в виде включений в ортопироксене. Клинопироксен, обрастающий ортопироксен, представлен авгитом. Он более железистый ( $f = 24\%$ , Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,04%) и менее хромистый.

Хромит является основным рудным минералом в породе. Он присутствует в оливине и фенокристаллах клинопироксена, а также

Таблица 2

Химический состав кристаллических пород  
островодужного офиолитового комплекса дуги Тонга

| Компоненты                     | 1     | 2       | 3      | 4      | 5     |
|--------------------------------|-------|---------|--------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 39,23 | 40,55   | 52,15  | 55,96  | 46,73 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,00  | 0,04    | 0,10   | 0,04   | 0,20  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,38  | 0,51    | 1,00   | 1,01   | 7,81  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,87  | —       | 5,19   | 3,05   | 2,03  |
| FeO                            | 4,09  | 6,60*   | 10,80  | 5,29   | 6,78  |
| MnO                            | 0,18  | 0,11    | 0,30   | 0,22   | 0,18  |
| MgO                            | 39,25 | 34,99   | 25,16  | 31,51  | 18,62 |
| CaO                            | 0,14  | 3,70    | 3,58   | 1,11   | 11,37 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,09  | 0,0     | 0,31   | 0,37   | 0,89  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,07  | 0,0     | 0,19   | 0,28   | 0,13  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,14  | 0,023   | 0,21   | 0,34   | 0,14  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,97  | —       | 0,20   | 0,30   | 1,27  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 9,31  | 15,60** | 0,95   | 0,63   | 3,41  |
| Сумма                          | 99,72 | 99,38   | 100,14 | 100,11 | 99,56 |
| Ni                             | 1000  | 2075    | 360    | 360    | 220   |
| Co                             | 112   | 91      | 140    | 110    | 55    |
| Cr                             | 440   | 2420    | 480    | 3600   | 900   |
| Zn                             | 100   | 28,5    | 250    | 83     | 74    |
| V                              | 8     | —       | 160    | 63     | 160   |
| Cu                             | 4,4   | 5       | 60     | 40     | 3     |
| B                              | 3,8   | —       | 15     | 12     | 8     |

\* FeO как общее железо.

\*\* Потери при прокаливании.

Примечание. 1, 2 — серпентиниты (1 — аподунитовый, 2 — аполерцолитовый); 3, 4 — ортопироксениты; 5 — верлит; 6—9 — габбро (6, 8 — габбро-нориты, 7, 9 — эвкритовые габбро); 10 — тоналит; 11 — плагиогранит; 12 — диабаз. Анализ 2 выполнен в ГЕОХИ АН СССР.

|  | 6      | 7     | 8     | 9      | 10     | 11    | 12    |
|--|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
|  | 51,88  | 52,47 | 49,87 | 54,14  | 63,21  | 77,99 | 48,91 |
|  | 0,10   | 0,16  | 0,10  | 0,16   | 0,20   | 0,04  | 0,69  |
|  | 6,64   | 14,39 | 8,93  | 15,75  | 13,36  | 10,78 | 14,73 |
|  | 0,44   | 1,52  | 1,80  | 1,51   | 1,08   | 0,10  | 3,27  |
|  | 9,46   | 9,12  | 8,87  | 7,26   | 5,59   | 0,63  | 6,59  |
|  | 0,20   | 0,20  | 0,15  | 0,15   | 0,12   | 0,04  | 0,20  |
|  | 14,14  | 6,45  | 14,50 | 6,49   | 4,84   | 1,13  | 8,89  |
|  | 10,31  | 10,37 | 11,75 | 10,33  | 5,79   | 2,93  | 8,62  |
|  | 0,94   | 1,69  | 1,53  | 1,89   | 2,93   | 3,77  | 3,10  |
|  | 0,16   | 0,27  | 0,24  | 0,27   | 0,36   | 0,09  | 0,19  |
|  | 0,14   | 0,21  | 0,43  | 0,20   | 0,21   | 0,12  | 0,19  |
|  | 0,96   | 0,30  | 0,10  | сл     | сл     | 1,00  | 0,40  |
|  | 4,58** | 1,86  | 1,18  | 1,42** | 1,89** | 1,17  | 4,14  |
|  | 99,95  | 99,51 | 99,45 | 99,57  | 99,58  | 99,79 | 99,92 |
|  | 350    | 76    | 320   | 130    | 120    | 72    | 122   |
|  | 67     | 50    | 70    | 43     | 23     | 7     | 43    |
|  | 370    | 68    | 560   | 55     | 50     | 28    | 255   |
|  | 103    | 190   | 80    | 76     | 100    | 40    | 63    |
|  | 200    | 480   | 200   | 440    | 210    | 23    | 270   |
|  | 3      | 87    | 60    | 19     | 20     | 16    | 220   |
|  | 11     | 28    | 22    | —      | —      | 7     | 10    |

в основной массе. Ранние генерации хромитов имеют близкий состав (табл. 4) и характеризуются высокой хромистостью ( $Cr_2O_3 = 60-63\%$ ) и магнезиальностью ( $MgO = 11-12\%$ ) при относительно низком содержании глинозема ( $Al_2O_3 = 7,5\%$ ). Они очень близки по составу ранним хромитам известных бонинитов. Хромиты поздней генерации, в стекле, отличаются более высоким содержанием Fe ( $FeO = 25-26\%$ ) и более низким Mg ( $MgO = 8,1\%$ ) и Cr ( $Cr_2O_3 = 58-60\%$ ).

Характерной особенностью описываемых пород является присутствие кислого стекла (табл. 5). Так, в наиболее раскристаллизованных разностях интерстиционное стекло содержит 60—63,5% SiO<sub>2</sub> и 16,5—17,5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В полустекловатых разностях и в корке закалывания количество кремнезема уменьшается до 55—56% и глинозема до 13—14%. Соответственно стекла корки закалывания содержат больше Fe, Mg и Ca, которые в ядрах пиллоу вошли в состав пироксенов основной массы.

Ассоциация вышеописанных минеральных фаз и кислого стекла неравновесна, что четко фиксируется по реакционным взаимоотношениям минералов и окружающего их мезостаза. Подобная ассоциация могла образоваться только при очень высоких температурах в перегретых магмах. Расчеты по двупироксеновому термометру [Wood, Banno, 1973] показывают, что температура кристаллизации вкрапленников 1215—1234°C. Такие же температуры кристаллизации получены для зональных пироксенов основной массы.

По валовому химическому составу описываемые породы образуют практически полный ряд дифференциации от ультраосновных бонинитов до андезито-базальтов. Типичными представителями являются оливниновые бониниты — породы, содержащие 53—54% SiO<sub>2</sub> и 14—15% MgO (табл. 6). К ним близки пикрито-базальты, отличающиеся от бонинитов меньшим (48—51% SiO<sub>2</sub>) количеством кремнезема. Бониниты и пикрито-базальты, с одной стороны, дают переходы к ультра-

Таблица 3

## Химический состав минералов бонинитов дуги Тонга

| Компоненты                     | 1      | 2      | 3     | 4     | 5      | 6     | 7      | 8     |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40,09  | 40,51  | 40,64 | 40,83 | 40,25  | 39,99 | 55,80  | 56,36 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,13   | 0,00   | 0,10  | 0,05  | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,11  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,14   | 0,03   | 0,06  | 0,03  | 0,06   | 0,06  | 0,95   | 0,78  |
| FeO                            | 8,23   | 9,42   | 7,61  | 8,72  | 12,13  | 13,82 | 8,06   | 7,14  |
| MnO                            | 0,16   | 0,11   | 0,25  | 0,14  | 0,19   | 0,19  | 0,20   | 0,19  |
| MgO                            | 51,93  | 50,79  | 50,28 | 49,57 | 47,09  | 45,65 | 33,44  | 32,58 |
| CaO                            | 0,13   | 0,03   | 0,17  | 0,15  | 0,16   | 0,15  | 1,97   | 1,88  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,04   | 0,03   | 0,00  | 0,00  | 0,00   | 0,00  | 0,03   | 0,00  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —      | —      | 0,10  | 0,07  | —      | —     | —      | 0,55  |
| NiO                            | —      | —      | 0,22  | 0,20  | —      | —     | —      | 0,06  |
| Сумма                          | 100,75 | 100,93 | 99,43 | 99,76 | 100,58 | 99,88 | 100,48 | 99,65 |
| Si <sup>4+</sup>               | 0,972  | 0,983  | 0,995 | 0,999 | 0,999  | 1,000 | 1,945  | 1,970 |
| Ti <sup>4+</sup>               | 0,002  | 0,000  | 0,002 | 0,001 | 0,000  | 0,000 | 0,000  | 0,003 |
| Al <sup>3+</sup>               | 0,001  | 0,001  | 0,002 | 0,001 | 0,002  | 0,002 | 0,039  | 0,032 |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,166  | 0,191  | 0,155 | 0,178 | 0,251  | 0,289 | 0,234  | 0,208 |
| Mn <sup>2+</sup>               | 0,003  | 0,002  | 0,005 | 0,003 | 0,004  | 0,004 | 0,006  | 0,006 |
| Mg <sup>2+</sup>               | 1,875  | 1,837  | 1,832 | 1,807 | 1,740  | 1,701 | 1,736  | 1,696 |
| Ca <sup>2+</sup>               | 0,003  | 0,001  | 0,004 | 0,004 | 0,004  | 0,004 | 0,073  | 0,070 |
| Na <sup>+</sup>                | 0,002  | 0,001  | —     | —     | —      | —     | 0,002  | 0,000 |
| Cr <sup>3+</sup>               | —      | —      | 0,002 | 0,001 | —      | —     | —      | 0,015 |
| Ni <sup>2+</sup>               | —      | —      | 0,004 | 0,004 | —      | —     | —      | 0,002 |

Примечание. 1—6 — оливины (1—4 — фенокристаллы, 5 — включение в зональном ортопироксене, 6 — включение в ядре незонального ортопироксена); 7—13 — ортопироксены (7—11 — фенокристаллы, 12—13 — зональный пироксен, 12 — ядро, 13 — край); 14—16 — фенокристаллы

основным разностям, которые близки коматитам, но отличаются от последних более высокими концентрациями кремнезема при близких содержаниях магния, с другой стороны, они дают переходы к базальтам и андезито-базальтам, аналогичным островодужным эффузивам Тонга. Для базальтов и андезито-базальтов характерны повышенные содержания Mg (до 9,6% MgO), Ni, Cr (см. табл. 6) при относительно низких содержаниях TiO<sub>2</sub> (0,3—0,4%).

Приведенные материалы показывают, что в основании дуги Тонга залегает специфический офиолитовый комплекс, эффузивная часть которого имеет ярко выраженный островодужный характер. Вулканыты этой толщи генетически связаны с подстилающими их кристаллическими породами. Доказательством этого служит идентичность составов отдельных разновидностей верхних горизонтов кристаллических пород и перекрывающих эффузивов. Так, химические составы верлита и ортопироксенитов (см. табл. 2) близки к химическому составу бонинитов.

Направивается вывод, что офиолитовые комплексы могут форми-

|  | 9     | 10    | 11    | 12     | 13     | 14    | 15    | 16     | 17     | 18     |
|--|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
|  | 55,91 | 55,58 | 55,19 | 56,83  | 56,42  | 53,31 | 54,16 | 53,02  | 55,45  | 54,00  |
|  | 0,11  | 0,05  | 0,13  | 0,00   | 0,00   | 0,06  | 0,26  | 0,44   | 0,00   | 0,30   |
|  | 0,83  | 1,07  | 1,18  | 1,22   | 0,96   | 1,44  | 1,22  | 2,02   | 1,03   | 1,04   |
|  | 8,11  | 9,52  | 9,71  | 8,80   | 7,67   | 3,73  | 4,47  | 5,40   | 7,71   | 10,00  |
|  | 0,20  | 0,20  | 0,17  | 0,20   | 0,17   | 0,22  | 0,15  | 0,05   | 0,18   | 0,15   |
|  | 31,91 | 30,62 | 31,11 | 31,51  | 32,89  | 18,61 | 19,67 | 18,62  | 33,44  | 17,75  |
|  | 2,02  | 1,85  | 1,80  | 2,30   | 2,19   | 20,87 | 19,13 | 20,11  | 2,13   | 16,81  |
|  | 0,04  | 0,01  | 0,00  | 0,08   | 0,05   | 0,18  | 0,18  | 0,18   | 0,12   | 0,18   |
|  | 0,17  | 0,23  | 0,12  | —      | —      | 0,80  | —     | 0,48   | —      | —      |
|  | 0,01  | 0,01  | 0,08  | —      | —      | 0,02  | —     | 0,06   | —      | —      |
|  | 99,30 | 99,14 | 99,48 | 100,75 | 100,36 | 99,24 | 99,44 | 100,39 | 100,29 | 100,25 |
|  | 1,970 | 1,972 | 1,955 | 1,975  | 1,936  | 1,953 | 1,973 | 1,930  | 1,940  | 1,983  |
|  | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,000  | 0,003  | 0,002 | 0,007 | 0,012  | 0,000  | 0,008  |
|  | 0,034 | 0,045 | 0,049 | 0,050  | 0,039  | 0,062 | 0,052 | 0,080  | 0,043  | 0,045  |
|  | 0,238 | 0,282 | 0,287 | 0,255  | 0,223  | 0,114 | 0,136 | 0,164  | 0,225  | 0,307  |
|  | 0,006 | 0,006 | 0,005 | 0,006  | 0,005  | 0,007 | 0,005 | 0,002  | 0,005  | 0,005  |
|  | 1,675 | 1,618 | 1,641 | 1,632  | 1,704  | 1,016 | 1,067 | 1,009  | 1,742  | 0,971  |
|  | 0,075 | 0,070 | 0,068 | 0,078  | 0,081  | 0,819 | 0,746 | 0,784  | 0,080  | 0,661  |
|  | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,004  | 0,003  | 0,013 | 0,013 | 0,013  | 0,008  | 0,013  |
|  | 0,004 | 0,006 | 0,003 | —      | —      | 0,023 | —     | 0,014  | —      | —      |
|  | 0,000 | 0,000 | 0,002 | —      | —      | —     | —     | —      | —      | —      |

клинопироксена; 17, 18 — зональный пироксен основной массы (17 — ядро, 18 — кайма). Анализы выполнены на микроанализаторе. FeO как общее железо.

роваться не только в океанической обстановке, но и в ходе развития островных дуг. Рассмотрим возможность такого процесса на примере дуги Тонга.

По данным У. Брайена и др. [Bryan et al., 1972], вулканические породы Тонга составляют единую серию, образовавшуюся в результате кристаллизационной дифференциации. На это, в частности, указывает накопление некоторых элементов-примесей, таких, как Ba, Sr, Zr, в более кислых разностях, постепенное увеличение железистости и т.п. У. Брайен с соавторами принимают, что начальный расплав, дающий всю серию пород, имел базальтовый состав. Однако некоторые геохимические особенности базальтов Тонга, такие, как повышенная магниальность и хромистость, близость их по составу к океаническим толеитам, наводят на мысль, что базальтовый расплав является продуктом дифференциации. И.Д. Рябчиков и др. [Магматические..., 1983] считают, что первичным расплавом для океанических толеитов служит магма, содержащая 14—16% MgO. Д. Элтон [Elthon, 1979] пришел к выводу, что первичные магмы океанических областей

Таблица 4

## Химический состав хромитов из бонинитов (обр. 26/2) дуги Тонга

| Компоненты                     | 1      | 2      | 3      | 4      | 5     | 6     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| TiO <sub>2</sub>               | 0,22   | 0,22   | 0,18   | 0,20   | 0,21  | 0,23  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,63   | 7,60   | 7,12   | 7,29   | 6,90  | 8,87  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,66  | 14,29  | 11,05  | 8,73   | 7,88  | 2,95  |
| FeO                            | 13,82  | 19,24  | 7,80   | 9,63   | 6,88  | 15,22 |
| MnO                            | 0,36   | 0,37   | 0,57   | 0,38   | 0,40  | 0,29  |
| MgO                            | 9,26   | 9,22   | 12,96  | 11,64  | 13,07 | 11,84 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 57,96  | 59,96  | 63,17  | 63,77  | 64,87 | 60,48 |
| Сумма                          | 100,66 | 100,90 | 101,76 | 100,77 | 99,44 | 99,88 |
| f                              | 60,42  | 58,40  | 43,45  | 45,71  | 37,47 | 45,83 |
| Ti <sup>4+</sup>               | 0,007  | 0,005  | 0,005  | 0,006  | 0,006 | 0,006 |
| Al <sup>3+</sup>               | 0,264  | 0,300  | 0,240  | 0,252  | 0,240 | 0,344 |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0,374  | 0,096  | 0,318  | 0,258  | 0,234 | 0,074 |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,454  | 0,535  | 0,249  | 0,315  | 0,226 | 0,418 |
| Mn <sup>2+</sup>               | 0,012  | 0,010  | 0,018  | 0,013  | 0,013 | 0,008 |
| Mg <sup>2+</sup>               | 0,541  | 0,459  | 0,738  | 0,679  | 0,767 | 0,580 |
| Cr <sup>3+</sup>               | 1,348  | 1,596  | 1,432  | 1,480  | 1,514 | 1,570 |

Примечание. 1, 2 — хромиты в стекле, 3—6 — в оливине. Анализы выполнены на микроанализаторе. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитано, исходя из стехиометрической модели шпинели.

Таблица 5

## Химический состав стекол из бонинитов дуги Тонга

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7      |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52,37 | 63,25 | 62,64 | 56,08 | 56,99 | 57,24 | 56,09  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,41  | 0,82  | 1,00  | 0,36  | 0,40  | 0,27  | 0,47   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,63 | 16,91 | 18,76 | 10,00 | 13,93 | 13,44 | 13,82  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,45  | —     | —     | —     | —     | —     | —      |
| FeO                            | 5,41  | 6,53  | 5,68  | 6,31  | 7,52  | 8,07  | 7,61   |
| MnO                            | 0,19  | 0,10  | 0,10  | 0,19  | 0,16  | н/а   | 0,12   |
| MgO                            | 13,31 | 1,81  | 1,13  | 15,11 | 7,10  | 6,63  | 8,74   |
| CaO                            | 8,75  | 6,76  | 6,09  | 8,06  | 10,54 | 10,52 | 10,72  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,33  | 1,22  | 2,30  | 0,65  | 1,46  | 1,30  | 1,43   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,44  | 0,91  | 1,02  | 0,25  | 0,38  | 0,43  | 0,39   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,06  | —     | —     | —     | —     | —     | —      |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,24  | —     | —     | —     | —     | —     | —      |
| Сумма                          | 99,59 | 98,31 | 98,71 | 97,04 | 98,49 | 97,98 | 100,19 |

Примечание. 1 — монофракция стекла из корки закалывания (обр. 26/3); 2 — интерстиционное стекло (наиболее раскристаллизованной разности) (обр. 26/2); 3 — включение стекла в оливине (обр. 26/2); 4 — включение стекла в шпинели (обр. 26/2); 5, 6 — закалочные стекла (обр. 26/1); 7 — закалочное стекло (обр. 26/3). Анализы 2—7 выполнены на микроанализаторе. FeO как общее железо.

Таблица 6

## Химический состав эффузивов бонинитовой серии дуги Тонга

| Компо-<br>ненты                | 26/1  | 26/2  | 26/3   | 51/8   | 51/9   | 51/15  | 51/16  | 51/10 | 55/4   |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 53,45 | 46,55 | 53,85  | 48,29  | 50,74  | 49,68  | 50,05  | 52,96 | 54,63  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,23  | 0,13  | 0,36   | 0,33   | 0,28   | 0,17   | 0,31   | 0,38  | 0,33   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,74 | 5,33  | 10,68  | 10,72  | 10,45  | 10,10  | 11,12  | 14,27 | 12,95  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,14  | 0,57  | 0,75   | 6,24   | 3,64   | 4,14   | 4,42   | 2,42  | 1,59   |
| FeO                            | 6,16  | 8,03  | 7,51   | 5,47   | 7,68   | 6,07   | 7,14   | 8,05  | 8,31   |
| MnO                            | 0,17  | 0,23  | 0,17   | 0,14   | 0,20   | 0,30   | 0,23   | 0,17  | 0,05   |
| MgO                            | 14,10 | 31,20 | 15,11  | 15,08  | 14,29  | 13,81  | 12,47  | 6,79  | 9,63   |
| CaO                            | 8,50  | 4,26  | 8,12   | 8,44   | 8,48   | 9,29   | 9,31   | 9,98  | 8,48   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,29  | 0,90  | 1,95   | 1,84   | 1,13   | 1,29   | 1,53   | 1,92  | 1,40   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,36  | 0,32  | 0,19   | 0,26   | 0,28   | 0,26   | 0,30   | 0,53  | 0,65   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,13  | 0,18  | 0,12   | 0,10   | 0,09   | 0,18   | 0,17   | 0,19  | 0,19   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,07  | 0,28  | 0,20   | 0,58   | 0,76   | 0,80   | 0,88   | 0,57  | 0,29   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,23  | 1,59  | 1,73   | 2,52   | 2,20   | 3,92   | 2,24   | 1,47  | 1,59   |
| Сумма                          | 99,59 | 99,59 | 100,56 | 100,01 | 100,22 | 100,01 | 100,23 | 99,70 | 100,09 |
| Ni                             | 600   | 800   | 460    | 260    | 220    | 270    | 140    | 100   | 130    |
| Co                             | 1200  | 150   | 115    | 50     | 53     | 46     | 41     | 43    | 57     |
| Cr                             | 1500  | 2100  | 1400   | 330    | 370    | 530    | 380    | 160   | 400    |
| V                              | 580   | 216   | 400    | 380    | 310    | 330    | 380    | 480   | 570    |
| Sn                             | 2,5   | 2     | 2      | 2,5    | 2,1    | 2,0    | 1,7    | 3     | 3      |
| Pb                             | 1,3   | 5     | 5      | 2,1    | 1,6    | 1,2    | 2,0    | 9     | 7      |
| Zn                             | 71    | 150   | 140    | 60     | 65     | 59     | 65     | 250   | 220    |
| Cu                             | 200   | 80    | 130    | 140    | 120    | 120    | 160    | 160   | 170    |
| B                              | 12    | 13    | 41     | 5,2    | 6,2    | 2,3    | 4,3    | 80    | 8      |
| Zr                             | 48    | 47    | 48     | —      | —      | —      | —      | 30    | 30     |
| Sc                             | 35    | 16    | 43     | —      | —      | —      | —      | 43    | 70     |

содержат 16—20% MgO. Глубоководным бурением в океанах установлены лавы, валовое содержание MgO в которых достигает 14—15%. Видимо, и для толентовых серий островных дуг исходные магмы должны содержать повышенные количества MgO. Наиболее вероятным первичным расплавом для толентовой серии островных дуг является бонинитовая магма, содержащая 15—30% MgO. Расчеты показывают, что в результате кристаллизационной дифференциации из расплава оливинового бонинита можно получить большинство известных в дуге Тонга магматических пород. Так, для получения расплава, аналогичного по химическому составу андезито-базальту, из бонинитовой магмы, содержащей 30% MgO, в осадке должна образоваться порода, эквивалентная плагиоклазовому лерцолиту или лерцолиту с небольшой примесью троктолита с железистостью темноцветных минералов, равной 10—11%. Объем остаточного расплава и кристаллического осадка соответственно 22,4% и 77,6%. Начальные этапы кристалли-

зационной дифференциации можно наблюдать непосредственно в образцах. Закалочные стекла бонинитов по своему составу близки островодужным эффузивам дуги Тонга, причем образуют ряд от андезитобазальта до дацита.

Таким образом, можно предполагать, что родоначальной магмой для островодужной серии дуги Тонга является бонинитовая. Как видно из расчета, в результате дифференциации должны образоваться большие объемы остаточных кристаллических пород — до 75%, и если предположить, что дифференциация происходит в очагах непосредственно под вулканическим хребтом, в коре или верхах мантии, то все пространство под дугой будет сложено кристаллическими породами основного—ультраосновного состава. При мощности вулканогенных отложений 5 км (средняя высота вулканического хребта) мощность столба кристаллических пород составит 15 км. Если учесть, что не все дифференциаты изливаются на поверхность, а часть образует интрузивные тела, то теоретическая мощность коры под дугой Тонга получается даже больше, чем дает глубинное сейсмическое зондирование.

Исходя из этой модели, можно думать, что большинство габбро-гипербазитовых комплексов энсиматических островных дуг имеет островодужное происхождение и слагает неофундамент вулканических дуг. Первичный же океанический фундамент может фиксироваться лишь на флангах вулканических зон, где он залегает сравнительно неглубоко и подвергся меньшей переработке.

#### ФУНДАМЕНТ ОТЧЛЕНЕННЫХ ТЫЛОВОДУЖНЫХ ВПАДИН

Отчлененная океаническая кора частично подстилает дно Берингова и Филиппинского морей.

В Беринговом море дно Алеутской котловины рассматривается как фрагмент океанической литосферы (Алеутия), отчлененный от Тихоокеанской плиты или от плиты Кула [Богданов, Непрочнов, 1984; Scholl et al., 1984]. Сейсмические данные (рис. 11) показывают, что по своему строению кора Алеутии подобна коре абиссальных равнин и отличается лишь более мощным осадочным чехлом. Он имеет среднюю мощность около 4 км, увеличиваясь местами до 6—9 км. Осадочный чехол разделяется на верхнюю (слоистую) и нижнюю (акустически прозрачную) толщи. Мощность верхней толщи 0,5—0,7, иногда до 1—1,5 км. Она сложена турбидитами, алевролитами, диатомовыми илами и глинами с прослоями тонкозернистых песчаников и вулканических пеплов. Толща охватывает интервал с верхнего миоцена до современных отложений. Мощность нижней толщи, сложенной главным образом аргиллитами и алевритистыми глинами, достигает 3 км. Ее возрастной диапазон — от верхнего мезозоя (мел?) до среднего миоцена [Гнибиденко, 1979]. Акустический фундамент впадины петрографически не изучен. Судя по сейсмическим скоростям (4,8—5,7 км/с), он сложен вулканогенно-осадочной толщей мощностью от 1,5 до 2—3 км, аналогичной второму слою абиссальных равнин. Об этом же свидетельствует и система магнитных аномалий, обна-

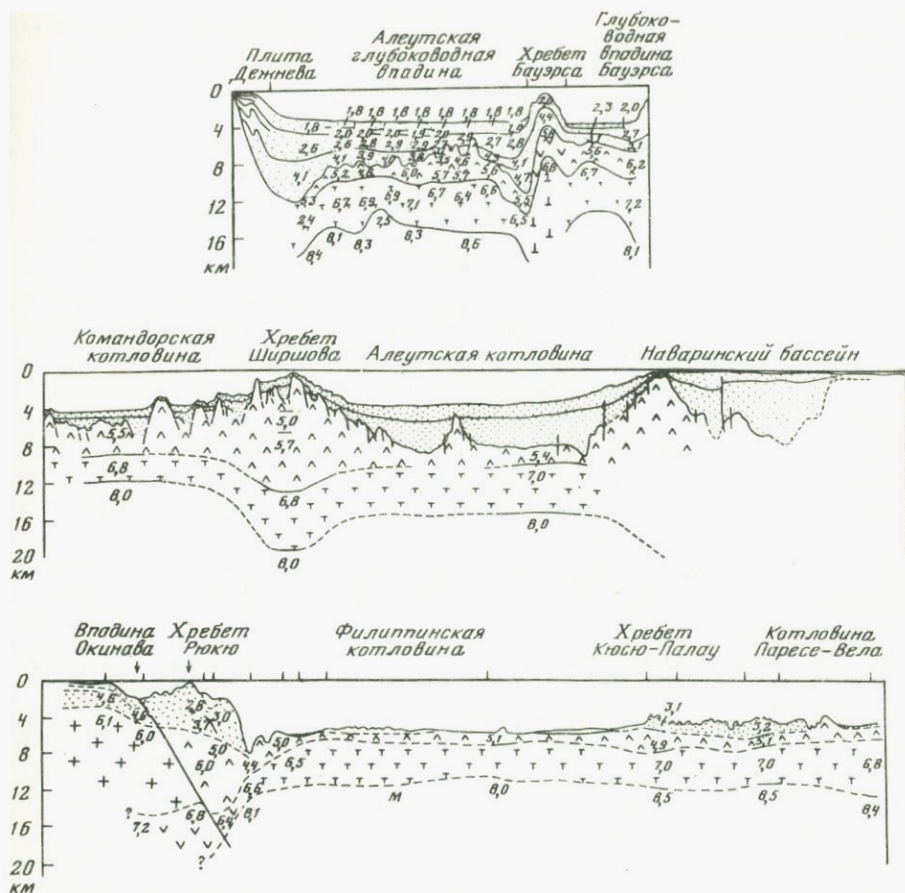


Рис. 11. Петрофизические разрезы земной коры Берингова и западной части Филиппинского морей [Ludwig et al., 1971; Тектоническое..., 1985; Murauchi et al., 1968] Условные обозначения см. на рис. 7

руженная в Алеутской впадине. По ним возраст коры Алеутской впадины датируется мезозоем [Соорег et al., 1976].

В Филиппинском море отчлененная кора подстилает Филиппинскую котловину. Здесь акустический фундамент практически совпадает с кровлей второго слоя и в ряде мест достигнут скважинами DSDP: 291 (базальт), 294 (базальт), 447 (базальт), 293 (тектонические брекчии с обломками базальтов и габброидов).

Согласно сейсмическим данным (см. рис. 7, 11), строение коры Филиппинской котловины практически не отличается от коры абиссальных равнин. Она имеет мощность 7—8 км, под зонами щелочного вулканизма (поднятие Бородино) до 12—17 км. Анализ линейных магнитных аномалий показывает, что котловина сформировалась в результате активного спрединга в течение эоцена—олигоцена [Shih, 1980]. Мощность осадочного чехла котловины не превышает 0,3 км.

В целом для ее центральной части характерны однородное строе-

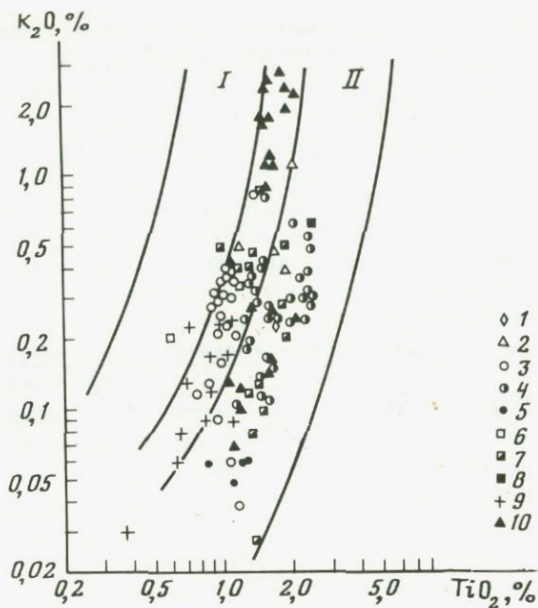


Рис. 12. Составы базальтов тыловодужных котловин на диаграмме  $TiO_2-K_2O$  [Initial reports..., 1973, 1975; Gill, 1976; Hawkins, 1976; Maillet et al., 1983; Высоцкий, 1983; Сьедин, 1986]

1 — Командорская котловина; 2 — Японское море; 3 — Марианский трог; 4 — котловина Сикоку-Парасевела; 5 — Филиппинская котловина; 6 — Коралловое море; 7 — впадина Луайотте; 8 — Южно-Фиджийская котловина; 9, 10 — котловина Лау; 9 — рифтовая зона, 10 — ее обрамление. I, II — см. на рис. 4

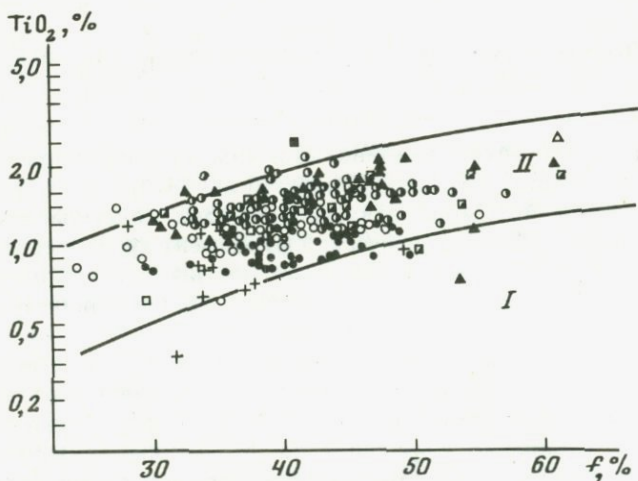


Рис. 13. Составы базальтов тыловодужных котловин на диаграмме  $TiO_2-f$   
Условные обозначения см. на рис. 12

ние чехла (акустическая прозрачность) и слабая степень его литификации. В разрезе чехла наблюдается определенная фациальная изменчивость. В центральной части котловины преобладают пелагические и гемипелагические глины и илы. Ближе к поднятию Кюсю-Палау в низах осадочного чехла проявляются грубообломочные отложения и мощность чехла увеличивается. Западный угол котловины, наиболее приближенный к континенту, отличается наличием мощной (около 400 км) толщи турбидитов. Чехол и фундамент Филиппинской котловины нарушены многочисленными разломами, с которыми часто связаны выступы акустического фундамента.

В скв. 447 DSDP фундамент пробурен наиболее глубоко (183 м) и детально изучен. Судя по минеральным ассоциациям и геохимическим данным, вскрытые эоценовые базальты аналогичны базальтам срединно-океанических хребтов и отличаются от базальтов других котловин Филиппинского моря низким содержанием литофильных элементов и малым отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равным 0,70261 [Initial reports..., 1981]. Аналогичные по составу примитивные базальты установлены в скв. 291. В 3-м рейсе НИС "Академик А. Виноградов" в Центральном разломе были драгированы магнезиальные шпинель-оливин-плагноклазовые базальты, бедные Ti, Ba, Rb, Zr, т.е. аналогичные вскрытым скважинами. По петрохимическим признакам базальты Филиппинской котловины в основном соответствуют океаническим толеитам (рис. 12, 13).

Вместе с тем в Филиппинской котловине присутствуют не только базальты толеитовой серии. Скв. 294, расположенная вблизи поднятия Бородино (хребет Дайто), вскрыла эоценовые базальты, в которых пироксен представлен титан-авгитом [Initial reports..., 1975], что указывает на их принадлежность к породам щелочного ряда и сходство с высокотитанистыми толеитами щелочного комплекса поднятия Бородино (скв. 446). Щелочные трахиты и базальты обнаружены также в 3-м рейсе НИС "Академик А. Виноградов" непосредственно к северо-востоку от плато Бенхам. По составу эти породы соответствуют щелочным вулканитам океанических островов. Таким образом, на дне Филиппинской котловины намечается область развития щелочных вулканитов, которая, вероятно, протягивается от плато Бенхам до поднятия Бородино, образуя полосу утолщенной океанической коры. Проявление щелочно-базальтового вулканизма, столь характерное для океанов, но не типичное для краевых морей, подтверждает принадлежность Филиппинской котловины к отчлененным структурам.

#### ФУНДАМЕНТ НОВООБРАЗОВАННЫХ ТЫЛОВОДУЖНЫХ ВПАДИН. КРИТЕРИИ РАСПОЗНАВАНИЯ И РАСЧЛЕНЕНИЯ ТЫЛОВОДУЖНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Первоначально все глубоководные впадины окраинных морей рассматривались как отгороженные вулканическими дугами прибрежные части Тихого океана [Основные..., 1978; Гнибиденко, 1979; Васильковский, 1981]. Однако новые геофизические и геологические данные позволяют думать, что многие из этих впадин являются самостоятель-

ными сравнительно молодым морфоструктурными элементами и что возраст их дна более молодой, чем возраст дна прилежащих участков океана. Глубоководное бурение подтверждает этот вывод [Karig, 1970; Кариг, 1974; Шараськин, Закарнадзе, 1982]. По своим характеристикам отчлененные и новообразованные впадины окраинных морей близки, хотя и имеют определенные различия. Эти различия недостаточно изучены и не всегда проявлены в полном виде, но тем не менее могут служить для идентификации тыловодужных новообразованных впадин в современных и иногда даже древних структурах. Новообразованным активным впадинам свойственны: 1) более молодой по сравнению с обрамляющими структурами возраст фундамента (неофундамента); 2) повышенный тепловой поток; 3) отсутствие или слабая выраженность полосовых магнитных аномалий, их разноориентированность; 4) незначительная мощность осадочного чехла по сравнению с прилегающими районами; 5) расчлененный рельеф или морфоструктурная асимметрия (половина дна котловины, примыкающая к островной дуге, имеет равнинный и слабохолмистый рельеф, другая половина — сильно расчлененный); 6) чередование островодужных и океанических лав; 7) обогащение базальтов литофилами. Часть этих признаков сохраняется и в отмерших впадинах.

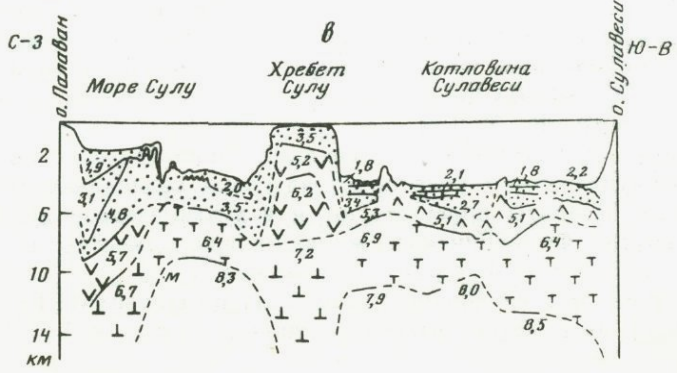
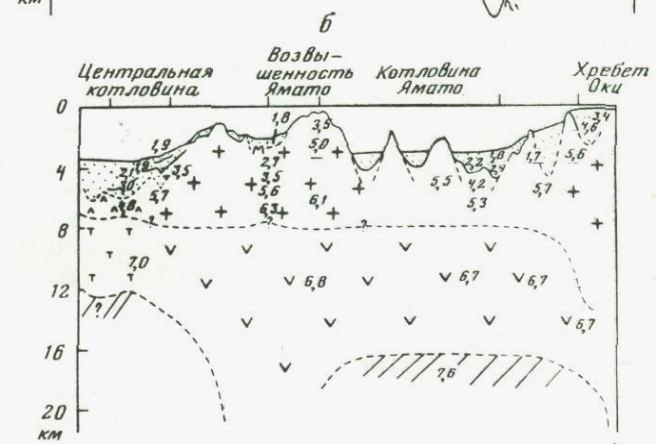
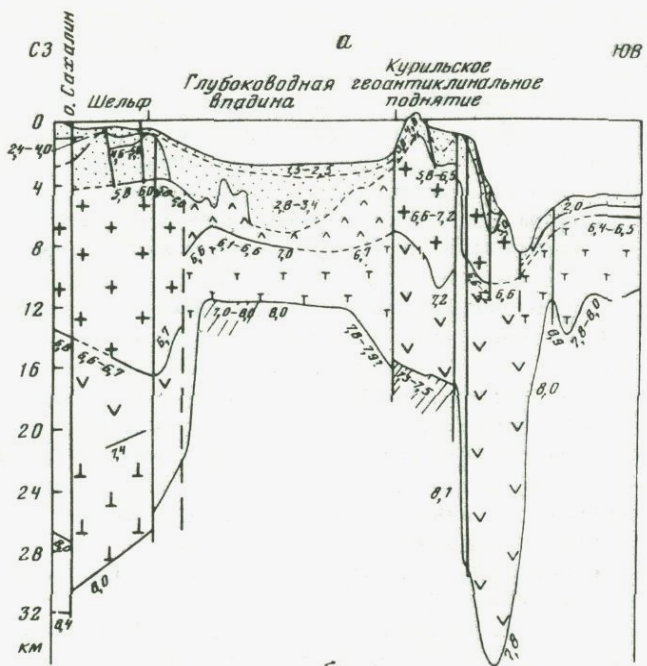
Перейдем к характеристике конкретных районов.

В Беринговом море тыловодужный неофундамент подстилает котловины Бауэрса и Командорскую. По геофизическим данным он имеет мощность 9—11 км и близок по строению к коре абиссальных равнин и отчлененных впадин (см. рис. 11). Однако в отличие от них и, в частности, от Алеутской котловины в котловинах Командорской и Бауэрса не выделяется система устойчивых линейных магнитных аномалий. Кроме того, неофундамент характеризуется резко расчлененным молодым рельефом и повышенным тепловым потоком (3,70 ЕТП в Командорской и 2,49 ЕТП в котловине Бауэрса). Неофундамент Командорской котловины вскрыт скв. 191 DSDP. Он представлен базальтами, по химическому составу близкими к абиссальным толеитам. Но это сходство неполное; как отмечали Р. Стюарт и др., базальты имеют повышенные содержания Rb, Sr и Zr, что не характерно для абиссальных толеитов [Initial reports..., 1973; Cooper et al., 1976; Shor, Fornari, 1976; Watanabe et al., 1977; Богданов, Непрочнов, 1984].

В Охотском и Японском морях тыловодужная океаническая кора, по данным сейсмического профилирования (рис. 14), также близка к океанической и отличается лишь повышенной мощностью осадочного чехла. Мощность второго слоя 1,5—2 км,  $v_p = 4,8$  км/с. Он сложен вулканогенными породами, наиболее изученными в Центральной котловине Японского моря. Бурение здесь не проводилось, и о составе слагающих слой вулканогенных пород приходится судить по драгировкам склонов вулканических построек, возвышающихся над

Рис. 14. Петрофизические разрезы земной коры морей Охотского (а), Японского (б), Сула и Сулавеси (в) [Ludwig et al., 1975; Гнибиденко, 1979; Structure..., 1973]

Условные обозначения см. на рис. 7



днищем впадин. Лучше изучены впадины Японского моря. Отсюда были подняты миоцен-плиоценовые трахибазальты, трахиандезиты и редкие трахиты [Берсенов и др., 1983; Фролова, Коновалов, 1985]. По мнению В.Т. Съедина [1986], трахибазальтовый комплекс представляет особый окраинно-морской тип вулканических серий, отличающийся как от известково-щелочного (островодужного), так и щелочного (гавайского). Для базальтов глубоководных котловин Японского моря, с одной стороны, характерны существенно оливин-плагиоклазовый парагенезис минералов—вкрапленников и высокие содержания сидерофильных элементов (т.е. некоторое сходство с океаническими толеитами), а с другой — повышенные концентрации щелочей и литофильных элементов. От островодужных базальтов они отличаются высокими содержаниями Ti, а от щелочных базальтов гавайского типа — низким отношением Ti/V. Третий слой имеет мощность 4—5 км,  $v_p = 6,7—6,8$  км/с, состав его неизвестен. Общая мощность коры глубоководных котловин 8—10 км. Глубоководные котловины Японского моря характеризуются высоким тепловым потоком (2,5 ЕТП), аномальным поглощением обменных сейсмических волн от землетрясений и ядерных взрывов и поверхностных волн в верхней мантии. Это свидетельствует об аномальном строении верхней мантии и обычно объясняется ее частичным плавлением. По данным магнитометрии [Isezaki, 1975], в Японском море выделяется несколько центров спрединга, приуроченных к Центральной котловине и котловине Ямато. Главную фазу спрединга датируют поздним олигоценом—ранним миоценом [Хэйс, 1984].

В Филиппинском море тыловодужный неофундамент выделяется в котловинах Сикоку, Паресе-Вела и в Марианском трого (см. рис. 7).

В неофундаменте котловины Сикоку, по данным сейсмических исследований с применением буйковых станций, различаются второй и третий слои. Второй слой подразделяется (сверху вниз) на слои: 2А мощностью 0,54—0,57 км,  $v_p = 2,8—3,2$  км/с; 2В — 0,45—0,6 км,  $v_p = 4—4,5$  км/с и иногда 2С — 0,27 км,  $v_p = 4—4,7$  км/с. Ниже залегает третий слой с  $v_p = 6,9$  км/с [Murauchi, Asanuma, 1974]. Неофундамент достигнут скв. 442—444 DSDP и вскрыт на глубину до 159 м. Он сложен нижнемиоценовыми базальтами, образующими sill и потоки массивных и подушечных лав. Базальты котловины Сикоку похожи на базальты срединно-океанических хребтов [Initial reports..., 1980], но обогащены K, Rb, редкоземельными элементами, что обычно рассматривается как проявление "островодужной тенденции" в вулканизме глубоководных котловин окраинных морей. В то же время увеличение содержания литофильных элементов сопровождается повышением содержания Ti (см. рис. 12), что уже не характерно для островодужных базальтов и, очевидно, свидетельствует об особом характере вулканизма в некоторых задуговых котловинах. Подобные титанистые базальты присутствуют и в вулканической дуге Кюсю-Палау (внутри Филиппинского моря) наряду с обычными островодужными базальтами и андезито-базальтами.

В западной части котловины Паресе-Вела, по данным МПВ [Murauchi et al., 1968], выделяется низкоскоростной слой с  $v_p = 3,1—3,7$  км/с,

мощностью 2 км (слой 2А?). Под ним залегает слой с более высокой  $v_p = 4,3—5,1$  км/с, мощностью 1,2 км; этот слой соответствует второму океаническому слою. Ниже выделяется третий слой  $v_p = 6,8—7,0$  км/с, мощностью 2 км. Он перекрывает высокоскоростную (8,2—8,5 км/с) мантию. Многоканальное профилирование МПВ, проведенное Ламонтской обсерваторией [Initial reports..., 1981], выявило иное строение верхней части неофундамента. По этим наблюдениям, второй слой имеет мощность 0,9—2 км и  $v_p = 4,5—5,3$  км/с, а низкоскоростной слой не обнаружен. Скв. 449 DSDP в кровле неофундамента вскрыла плагиоклаз-оливин-шпинелевые базальты.

В восточной части котловины, согласно тем же данным МПВ, под осадками залегают слой 2С с  $v_p = 5—5,4$  км/с, мощностью 1,5—1,6 км и ниже — третий с  $v_p = 6,7—6,8$  км/с, мощностью 4,9 км.

Вскрытые скв. 53 и 54 DSDP базальты котловины Паресе-Вела похожи на абиссальные толеиты открытого океана, но в них наблюдаются отклонения в сторону обогащения некоторыми литофильными элементами [Initial reports..., 1971, 1981], в том числе К. Это приближает их к островодужному тренду (см. рис. 12), хотя в целом для них характерна повышенная титанистость. В северной части котловины Паресе-Вела нами подняты (3-й рейс НИС "Академик А. Виноградов") типичные пиллоу-лавы оливиновых и оливин-пироксеновых базальтов, характерной особенностью которых является еще более повышенная щелочность и титанистость.

Наряду с базальтами в котловине Паресе-Вела драгированы другие породы второго и третьего слоев. В южной части разлома Яп подняты многочисленные обломки офиолитовых габбро и один обломок шпинелевого лерцолита [Геология дна..., 1980]. Более полная ассоциация глубинных пород драгирована нами в северной части разлома Яп. Поднятые разности образуют дунит-троктолитовый комплекс с дифференциацией от дунитов и плагиоклазовых перидотитов до лейкократовых габбро. В отличие от базальтоидов породы дунит-троктолитового комплекса в той или иной степени метаморфизованы. Кроме того, в драгированном материале встречаются обломки гарцбургитов и лерцолитов.

Образование котловин Сикоку и Паресе-Вела относят к позднеэоценовому—раннемиоценовому времени [Хэйс, 1984].

Становление Марианского трога началось в самом конце миоцена. В фундаменте трога скв. 454 и 456 вскрыты базальты и габброиды неясного возраста. Они близки к известково-щелочной серии островных дуг, и, возможно, их становление связано с развитием Западной Марианской вулканической палеодуги. Но не исключается внедрение известково-щелочной магмы и на стадии развития самого Марианского трога. Основная часть разреза в скв. 454 сложена потоками свежих базальтов мощностью от 0,5 до 12 м, чередующимися с градационно-слоистыми туфоалевролитами. В скв. 456 плейстоценовые базальты сильно изменены и содержат прослои известняков и аргиллитов. Базальты в Марианском троге напоминают базальты срединно-океанических хребтов, но отличаются повышенным содержанием литофильных элементов. Отдельные их разности близки к острово-

дужным толеитам. Собственно осадочные плейстоценовые отложения в Марианском трюге представлены кремнистыми и карбонатными илами.

Таким образом, изложенные выше данные свидетельствуют о петрохимической специфике тыловодужной океанической коры восточных котловин Филиппинского моря. По сравнению с абиссальными вулканитами открытого океана вулканиты Филиппинского моря обогащены литофильными элементами, а для наиболее поздних этапов вулканизма характерна специфическая щелочная тенденция. Вероятно, и в составе более глубоких горизонтов коры могут быть обнаружены определенные различия. Пока имеется только одна сравнительно полная драгировка пород второго и третьего слоев океанической коры в окраинном море (котловина Паресе-Вела), и она показала, что среди поднятого материала лерцолитов оказалось значительно меньше, чем в аналогичных ассоциациях открытого океана.

В то же время наблюдаются и региональные различия между отдельными представителями новообразованной тыловодужной коры, например Японского и Филиппинского морей. По данным В.Т. Съедина [1986], базальты глубоководных котловин Японского моря более глиноземистые, чем аналогичные базальты котловин Филиппинского моря, что связывается с высокой лейкократовостью исходных магм. Кроме того, базальты Японского моря более богаты щелочами и литофильными элементами, чем Филиппинского. В Японском море не обнаружены типичные абиссальные толеиты, в то время как в Филиппинском море они присутствуют. Все эти различия, вероятно, связаны с влиянием сиалической коры, на месте которой образовалось Японское море.

Тыловодужная кора глубоководных впадин морей Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси близка по своему строению Центральной котловине Японского моря. По данным глубинного зондирования, земная кора глубоководной впадины Южно-Китайского моря имеет мощность 6—8 км, достигая в некоторых районах 10—12 км, а морей Сулу и Сулавеси — 7—10 км [Murauchi et al., 1973; Гнибиденко, 1979; Brooks et al., 1984]. Вулканогенно-осадочный слой имеет мощность 1,5—2 км,  $v_p = 3,5—5,1$  км/с (см. рис. 7, 14). Ниже залегает третий слой со скоростями сейсмических волн 6,5—6,7 км/с. Данных о вещественном составе слоев нет. Тепловой поток в глубоководных впадинах повышенный (1,8—2,6 ЕТП), что свидетельствует об активных процессах в верхней мантии этого района. Возраст становления котловин определен по линейным магнитным аномалиям: Южно-Китайской как олигоцен-раннемиоценовый, Сулу — олигоценый, Сулавеси — эоценовый [Хэйс, 1984].

Тыловодужная кора морей Банда и Андаманского выделяется по геофизическим данным [Curray et al., 1977; Purdy, Detrick, 1978; Hamilton, 1979]. Она имеет малую мощность, океаническое строение (но с увеличенной мощностью осадочного чехла) и повышенный тепловой поток. Кроме того, в Андаманском море обнаружены симметричные линейные магнитные аномалии, интерпретируемые как результат спрединга около 3 млн лет назад.

Окраинные моря Меланезийского сектора подстилаются корой

океанического типа (рис. 15). По данным глубоководного бурения (скв. 286) и драгирования [Initial reports..., 1975; Maillet et al., 1983], верхняя часть коры сложена базальтами, аналогичными по составу абиссальным толеитами, прорванными габброидными интрузиями. Базальты и габбро сильно изменены, особенно в приконтактной части, что оказывает влияние на петрохимические свойства и может вызывать обогащение щелочами и некоторыми литофильными элементами.

По отношению к современным островным дугам Соломоново море и котловина Луайоте занимают фронтальное положение. Однако, судя по геохимической зональности древних островодужных комплексов, в палеогене островные дуги Меланезии были обращены фронтом к Тихому океану [Hamilton, 1979], так что рассматриваемые впадины представляют собой, очевидно, реликты древних тыловодужных бассейнов. Глубоководная котловина Кораллового моря так же, как и Соломонова, характеризуется океанической корой. Верхняя часть консолидированной коры вскрыта скважинами DSDP и представлена лавами основных эффузивов, Скв. 287 вскрыла два потока, один из которых (нижний) представлен абиссальными толеитами, а второй (верхний) — низкотитанистыми магнезиальными базальтами, близкими по составу к бонинитам. Подобные лавы характерны для островных дуг, а их переслаивание с абиссальными толеитами — для тыловодужных впадин. По данным бурения, котловина Кораллового моря, как и Соломонова, не моложе эоцена и может также рассматриваться как реликтовая тыловодужная впадина [Initial reports..., 1975; Davies et al., 1984].

Северо-Фиджийская котловина (плато Фиджи) выделяется как область активно формирующейся тыловодужной коры. По данным сейсмических исследований, земная кора котловины близка по строению к океанической. Ее мощность 6—10 км, однако скорости сейсмических волн как в коре, так и в мантии пониженные. Данные по измерению величины теплового потока в котловине [Sclater et al., 1972] показывают его большую изменчивость. По этому параметру Северо-Фиджийская котловина делится на два блока, граница которых проходит по разлому Хейзел-Холм. Северный блок характеризуется средними значениями 2,3 ЕТП, южный — 3,5—4,0 ЕТП. При этом южный блок отличается резкой изменчивостью теплового потока: здесь близко друг от друга зафиксированы как высокие (3—6 ЕТП), так и практически нулевые значения. Такая неравномерность распределения теплового потока может быть связана с проявлениями активного вулканизма. Об этом же свидетельствует и появление интенсивных (до 1000 гамм) магнитных аномалий, которые, однако, не дают характерного для зон линейного спрединга симметричного рисунка. Как уже говорилось, пониженные скорости в коре и верхней мантии, высокий тепловой поток и отсутствие четкой системы линейных аномалий весьма характерны для активных тыловодужных бассейнов.

В Южно-Фиджийской котловине земная кора более мощная (около 12 км), чем в Северо-Фиджийской. Характерно, что на некоторых профилях в восточной части котловины второй слой коры выклини-

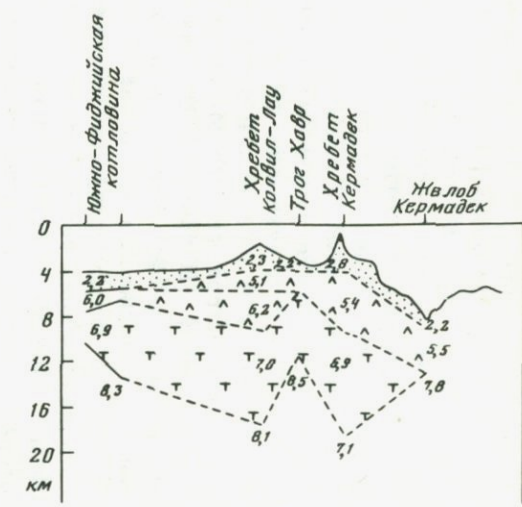
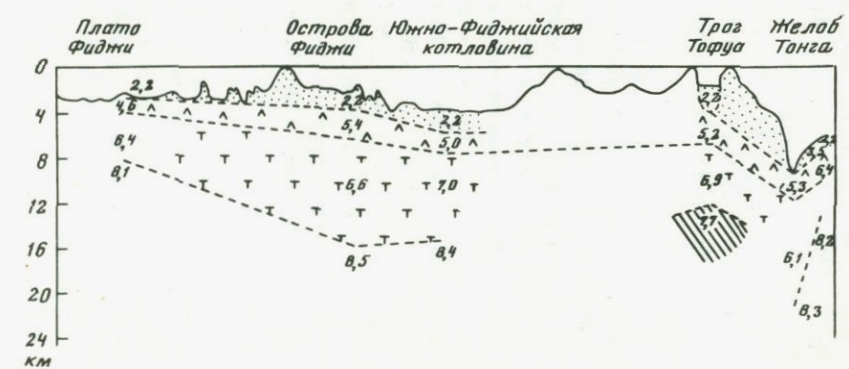
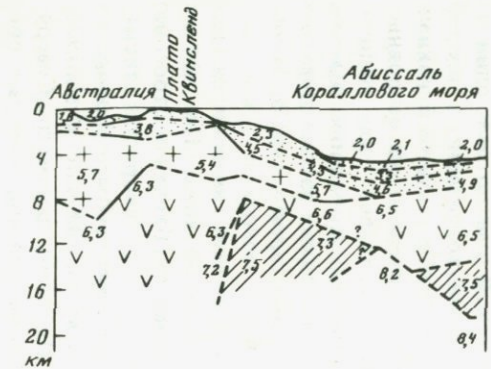
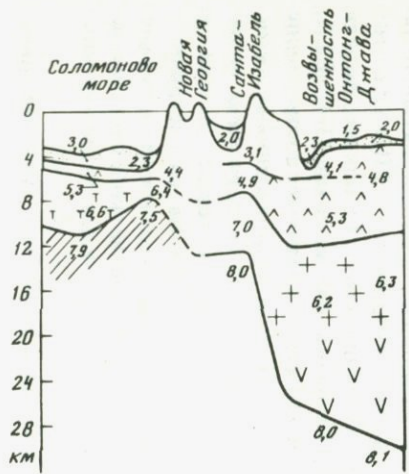


Рис. 15. Петрофизические разрезы земной коры Меланезийского сектора [Furumoto et al., 1973; Ewing et al., 1970; Shor et al., 1971]  
Условные обозначения см. на рис. 7

вается и осадочный (низкоскоростной) слой залегает на третьем слое. В восточной части котловины выявлено субмеридиональное простирание магнитных аномалий [Weissel, Watts, 1975], параллельное простиранию хребта Колвил-Лау, и идентифицированы аномалии, возраст которых 29—35 млн лет. Отмечается сложность и запутанность распределения магнитных аномалий. В западной части котловины направление осей аномалий меняется на субширотное, что трактуется как результат разрастания дна не в одну, а в две и более стадий с различным направлением движения коры на каждой стадии. Гравитационное поле в котловине спокойно, условия изостатической компенсации не нарушены [Сузюмов, 1977]. Тепловой поток котловины типичен для ложа океанов: 1,10—1,47 ЕТП [Sclater, Ritter, 1972]. Бурение скв. 285 [Initial reports..., 1975] показало, что верхний слой коры котловины сложен базальтами щелочного ряда (см. рис. 12, 13).

Котловина Лау расположена в юго-западной части Тихого океана, в тылу вулканической дуги Тонга-Кермадек. С запада котловина ограничена подводным хребтом Колвил-Лау — утратившей активность островной дугой, на юге трассируется впадиной Хавр (см. рис. 10).

Земная кора котловины Лау соответствует океаническому типу (см. рис. 15). Данные гидромагнитных съемок показывают отсутствие симметричных линейных аномалий [Sclater et al., 1972], что не позволяет выделить осевую зону спрединга. Исследование связи магнитных аномалий котловины Лау с рельефом дна [Сузюмов, 1977] привело к выводу, что многие магнитные аномалии созданы непосредственно элементами сложной подводной топографии, т.е. не имеют отношения к моделям спрединга.

Анализ материалов по составу изверженных пород котловины Лау [Gill, 1976; Hawkins, 1976] показывает, что в ней присутствуют две пространственно разобщенные магматические серии, связанные с различными тектоническими зонами. Первая серия образована низкотитанистыми натровыми ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 11\text{—}54$ ) базальтами, близкими по составу к толеитам рифтовых зон океана. Она приурочена к впадине в центральной части котловины Лау; по характеру батиметрических профилей эта впадина имеет, согласно Дж. Хокинсу [Геология континентальных..., 1978, т. 1], рифтовую природу. Базальты серии по модальному составу относятся к оливиновым толеитам, однако по нормативному составу среди них выделяются и кварцсодержащие разновидности. Вариации железистости базальтов, особенно рифтовой зоны, очень незначительны ( $f = 31\text{—}37\%$ ), но на подводных горах и на о-ве Ниуафооу железистость их возрастает до 50% с одновременным увеличением содержания Ti (см. рис. 13) и V. Базальты содержат высокие концентрации Ni и Cr, пониженные — Rb, Ba, Sr, что характерно для базальтов рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Относительно повышенные содержания литофильных элементов отмечаются для базальтов о-ва Ниуафооу, что, вероятно, объясняется образованием их из фракционировавшей магмы.

Данные о химическом составе минералов этой серии имеются только для базальтов о-ва Ниуафооу [Ewart, 1976]. Фенокристаллы образованы плагиоклазом, в меньшей степени авгитом. Титано-

Таблица 7  
Химический состав  
минералов щелочных базальтов котловины Лау

| Компоненты                     | 1     | 2      | 3     | 4     | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12    |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40,84 | 41,19  | 54,65 | 56,85 | —      | 40,86  | 40,30  | 39,86  | 46,65  | 51,38  | 0,12   | 48,18 |
| TiO <sub>2</sub>               | —     | —      | —     | —     | —      | —      | —      | —      | 3,57   | —      | 1,02   | 2,81  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,03  | 0,01   | 1,34  | 0,95  | 12,17  | 0,03   | 0,04   | 0,03   | 7,38   | 31,36  | 21,10  | 16,58 |
| FeO                            | 8,80  | 8,48   | 1,82  | 5,72  | 21,17  | 11,50  | 13,33  | 15,70  | 7,89   | 0,77   | 22,54  | 9,58  |
| MnO                            | 0,18  | 0,20   | 0,08  | 0,11  | 0,34   | 0,16   | 0,26   | 0,34   | 0,14   | —      | 0,40   | 0,10  |
| MgO                            | 49,88 | 50,17  | 19,73 | 34,80 | 8,97   | 48,00  | 46,17  | 44,02  | 12,19  | —      | 11,37  | 4,18  |
| CaO                            | —     | —      | 21,99 | 0,98  | —      | 0,22   | 0,23   | 0,21   | 22,30  | 12,26  | —      | 9,51  |
| Na <sub>2</sub> O              | —     | —      | —     | —     | —      | —      | —      | —      | 0,36   | 4,07   | —      | 3,77  |
| K <sub>2</sub> O               | —     | —      | —     | —     | —      | —      | —      | —      | —      | 0,33   | —      | 2,23  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —     | —      | 0,10  | 0,58  | 57,69  | —      | —      | —      | —      | —      | 43,75  | —     |
| Сумма                          | 99,85 | 100,05 | 99,71 | 99,99 | 100,34 | 101,01 | 100,37 | 100,16 | 100,48 | 100,20 | 100,30 | 96,94 |
| Si <sup>4+</sup>               | 0,998 | 1,002  | 1,972 | 1,962 | —      | 1,000  | 1,001  | 1,000  | 1,741  | 2,334  | 0,004  | —     |
| Ti <sup>4+</sup>               | —     | —      | —     | —     | —      | —      | —      | —      | 0,100  | —      | 0,024  | —     |
| Al <sup>3+</sup>               | 0,001 | —      | 0,057 | 0,039 | 0,472  | 0,001  | 0,001  | 0,001  | 0,325  | 1,679  | 0,774  | —     |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,180 | 0,172  | 0,055 | 0,165 | 0,541  | 0,235  | 0,276  | 0,331  | 0,246  | 0,029  | 0,491  | —     |
| Fe <sup>3+</sup>               | —     | —      | —     | —     | 0,030  | —      | —      | —      | —      | —      | —      | 0,096 |
| Mn <sup>2+</sup>               | 0,004 | 0,004  | 0,002 | 0,003 | 0,009  | 0,003  | 0,005  | 0,005  | 0,004  | —      | —      | 0,010 |
| Mg <sup>2+</sup>               | 1,816 | 1,819  | 1,060 | 1,789 | 0,440  | 1,750  | 1,709  | 1,658  | 0,677  | —      | —      | 0,520 |
| Ca <sup>2+</sup>               | —     | —      | 0,850 | 0,036 | —      | 0,006  | 0,006  | 0,006  | 0,891  | 0,596  | —      | —     |
| Na <sup>+</sup>                | —     | —      | —     | —     | —      | —      | —      | —      | 0,026  | 0,358  | —      | —     |
| K <sup>+</sup>                 | —     | —      | —     | —     | —      | —      | —      | —      | —      | 0,019  | —      | —     |
| Cr <sup>3+</sup>               | —     | —      | 0,003 | 0,016 | 1,498  | —      | —      | —      | —      | —      | —      | 1,076 |
| Сумма                          | 3,001 | 2,997  | 3,999 | 4,010 | 2,990  | 3,000  | 2,998  | 3,001  | 4,010  | 5,015  | 2,995  | —     |

Примечание. 1—5 — перцолитовое включение (1, 2 — оливины, 3 — диопсид, 4 — энстатит, 5 — шпинель); 6—12 — основная масса (6—8 — оливины, 9 — титан-авгит, 10 — плагиоклаз, 11 — шпинель, 12 — интерстиционное стекло). Анализы выполнены на микроанализаторе. FeO как общее железо. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в шпинелях рассчитано исходя из стехиометрической модели (в анализе 5 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,21%.

FeO = 20,08%; в анализе 11 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 4,0%, FeO = 18,87%). Кроме указанных элементов, в оливинах определялось содержание NiO (в анализе 1 NiO = 0,12% — 0,002 форм. ед., в анализе 6 NiO = 0,24% — 0,005 форм. ед.).

магнетит и оливин обнаружены в редких микрофенокристах и в основной массе. Содержание фаялита в оливине изменяется очень широко (от 18 до 63%), широко варьирует и состав плагиоклаза.

Вторая группа магматических пород образована субщелочными и щелочными базальтоидами. Субщелочные базальтоиды представлены дифференцированной серией, распространенной в северо-западной части котловины Лау на подводных хребтах и горах (хребет Пегги, банка Рошамбо, мель Зефир и т.д.) [Hawkins, 1976]. В ней преобладают базальты, хотя в районе мели Зефир обнаружены и трахиты. Базальты преимущественно натровые, умеренно титанистые, но встречаются и калиево-натровые разности (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 2,9—3,4), образовавшиеся, вероятно, в результате фракционирования. Калиево-натровые разности наиболее железистые и титанистые (см. рис. 13), что сближает их с базальтами котловины Сикоку. Базальты имеют состав: плагиоклаз

An<sub>60—90</sub>, оливин Fa<sub>13—20</sub>, авгит, магнетит, а в некоторых образцах присутствуют дополнительно пижонит и гиперстен. Оливин и плагиоклаз образуют фенокристаллы, причем оливин часто встречается в скелетных формах. Базальты серии содержат высокие концентрации Sr, Ni а некоторые из них обогащены легкими редкоземельными элементами: Rb, Ba, Zr. Кроме того, Дж. Хокинс [Геология континентальных окраин, 1978] отмечает, что базальты обладают повышенными по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов отношениями изотопов Sr (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,7033—0,7058), и связывает эту особенность с контаминацией стронцием коры или формированием базальтов в зоне повышенного содержания <sup>87</sup>Sr. Анализ имеющихся материалов свидетельствует, однако, что обогащение литофильными элементами наблюдается лишь у железистых разностей, обогащенных титаном и щелочами.

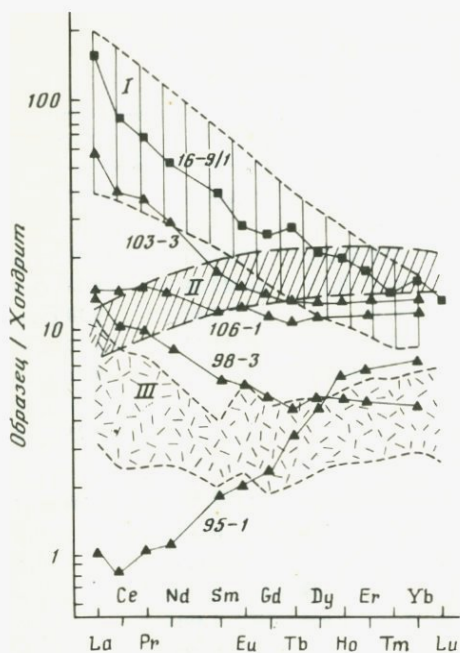


Рис. 16. Составы редкоземельных элементов в породах котловины Лау [Gill, 1976; Sharaskin et al., 1983]

Поля: I — базальтов Императорского хребта [Initial reports..., 1980], II — абиссальных толеитов, III — бонинитов [Sharaskin et al., 1983]. Цифры — номера образцов

Особый интерес в этом аспекте представляет анализ распределения РЗЭ. Из рис. 16 видно, что колебания концентраций тяжелых РЗЭ не велики (в 2—3 раза), в то время как концентрации легких РЗЭ различаются на два порядка, причем наблюдается прямая корреляция обогащения легкими РЗЭ с увеличением щелочности пород, в частности с содержанием  $K_2O$ . Максимальные концентрации легких РЗЭ содержат субщелочные и щелочные оливиновые базальты, которые

близки по петрохимическим свойствам щелочным базальтоидам океанических островов (Императорского хребта). В то же время меланократовый пикрито-базальт хребта Пегги (обр. 95-1), вероятно являющийся кумулятом, содержит легкие РЗЭ на уровне хондритов. Такие закономерности в распределении РЗЭ характерны для дифференцированных серий [Цветков, 1984], и с этих позиций описанные геохимические особенности базальтов оказываются связанными с глубинной дифференциацией, а не с контаминацией корового материала или влиянием островодужного магматизма.

Щелочные базальты представлены калиево-натровыми разностями, драгированными в 16-м рейсе "Каллисто" в северной части котловины Лау, на границе с глубоководным желобом. Это порфириновые пористые породы, часто содержащие лерцолитовые включения. Фенокристы представлены магнезиальным оливином ( $Ф_{a10-13}$ ), образующим идиоморфные кристаллы, иногда резорбированные, трещиноватые, насыщенные включениями хромистой шпинели и моноклинного пироксена. Обычно пироксен представлен титан-авгитом, как во вкрапленниках, так и в основной массе, но иногда, в калиевых разностях, вкрапленники образованы эгирин-авгитом. Основная масса в наиболее раскристаллизованных разностях сложена округлыми кристаллами оливина ( $Ф_{a80}$ ), идиоморфными кристаллами титан-авгита, плагиоклаза ( $Ан_{60-70}$ ), тонкими чешуйками биотита, игольчатыми кристаллами керсутита, неправильными выделениями стекла. В корках закалки структура породы витропорфировая, плагиоклаза мало. Главными минералами являются оливин и пироксен, находящиеся в частично палагонитизированном стекле.

Таблица 8  
Химический состав  
щелочных оливиновых базальтов котловины Лау

| Компо-<br>ненты                    | 1     | 2      | 3     | 4     | 5      | 6      | 7     | 8      | 9      |
|------------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                   | 41,34 | 46,84  | 46,52 | 46,55 | 48,40  | 46,99  | 46,62 | 46,91  | 47,77  |
| TiO <sub>2</sub>                   | 2,14  | 1,51   | 1,51  | 1,85  | 1,91   | 1,95   | 1,53  | 1,63   | 1,65   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 16,35 | 14,91  | 14,96 | 17,89 | 15,65  | 16,76  | 14,05 | 14,44  | 17,96  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 5,14  | 5,07   | 3,92  | 3,70  | 5,60   | 4,83   | 3,96  | 2,16   | 5,83   |
| FeO                                | 7,32  | 5,82   | 6,24  | 7,66  | 5,25   | 7,23   | 7,29  | 8,73   | 4,41   |
| MnO                                | 0,22  | 0,18   | 0,17  | 0,21  | 0,14   | 0,29   | 0,29  | 0,15   | 0,26   |
| MgO                                | 6,87  | 10,95  | 11,41 | 6,25  | 6,42   | 5,42   | 9,67  | 9,68   | 6,08   |
| CaO                                | 11,52 | 9,20   | 9,09  | 9,82  | 7,96   | 8,40   | 9,83  | 9,70   | 8,45   |
| Na <sub>2</sub> O                  | 3,13  | 3,20   | 3,12  | 3,03  | 3,16   | 3,31   | 2,14  | 2,73   | 3,61   |
| K <sub>2</sub> O                   | 2,22  | 1,68   | 1,72  | 2,76  | 1,92   | 2,36   | 2,35  | 1,75   | 2,52   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 1,01  | 0,55   | 0,59  | 0,60  | 0,50   | 0,60   | 0,41  | 0,41   | 0,70   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>      | 0,80  | 0,18   | 0,13  | 0,41  | 0,40   | 0,30   | 0,00  | 0,21   | 0,30   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>      | 1,80  | 0,10   | 0,20  | 0,97  | 2,86   | 1,74   | 1,70  | 1,58   | 0,51   |
| F                                  | 0,13  | 0,07   | 0,07  | 0,12  | —      | —      | —     | —      | 0,08   |
| Сумма                              | 99,94 | 100,23 | 99,62 | 99,77 | 100,17 | 100,18 | 99,84 | 100,08 | 100,10 |
| f                                  | 49,4  | 34,7   | 32,4  | 47,3  | 47,3   | 54,50  | 38,7  | 38,21  | 47,20  |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O | 1,41  | 1,90   | 1,81  | 1,10  | 1,64   | 1,40   | 0,91  | 1,56   | 1,43   |
| Rb                                 | —     | 45     | 49    | —     | —      | —      | —     | —      | —      |
| Co                                 | 68    | 69     | 54    | 33    | 22     | 20     | 33    | 33     | 44     |
| Ni                                 | 72    | 340    | 330   | 42    | 48     | 24     | 170   | 140    | 95     |
| Cr                                 | 23    | 1200   | 1000  | 49    | 74     | 27     | 270   | 250    | 40     |
| V                                  | 320   | 290    | 270   | 220   | 180    | 180    | 250   | 330    | 300    |
| Sr                                 | —     | 687    | 720   | —     | —      | —      | —     | —      | 960    |
| Ba                                 | —     | 808    | 793   | —     | —      | —      | —     | —      | 1462   |
| Zr                                 | 148   | 211    | 220   | 190   | —      | —      | —     | —      | 278    |
| K/Rb                               | —     | 310    | 291   | —     | —      | —      | —     | —      | —      |
| V/Ni                               | 4,44  | 0,85   | 0,82  | 5,24  | 3,75   | 7,50   | 1,47  | 2,36   | 3,16   |
| Th                                 | 4,8   | 6,2    | 3,4   | 8,6   | —      | —      | —     | —      | —      |
| U                                  | 2,9   | 2,1    | 1,8   | 2,2   | —      | —      | —     | —      | —      |

Примечание. Rb, Sr, Ba, Zr определены рентгено-флюоресцентным методом в ПГО Примор-геология, аналитик А.И. Белоглазов. U, Th определены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР методом осколковой радиографии, аналитик А.С. Житков.

Одной из наиболее интересных разновидностей щелочных оливиновых базальтов являются породы, содержащие лерцолитовые включения. Обычно такие включения трактуются как отторженцы первичного субстрата. Авторами были изучены минералы включений и вмещающей массы породы (табл. 7). Лерцолитовые включения размером от 10 мм до 2—3 см состоят из высокомагнезиального оливина (Фа<sub>9</sub>), энстатита (Эн<sub>92</sub>), диопсида и высокохромистой шпинели. Оливин представлен идиоморфными кристаллами, между которыми зажаты редкие зерна

ортопироксена и клинопироксена и червеобразные выделения шпинели. Ортопироксен в большинстве случаев приурочен к краям включений, где он, в свою очередь, обрастает клинопироксеном и контактирует непосредственно с раскристаллизованной основной массой. Исследование оливинов в основной массе породы показало, что они образуют непрерывный ряд от  $\text{Fa}_{11}$  до  $\text{Fa}_{17}$ . Ортопироксен в основной массе не обнаружен. Клинопироксен представлен титан-авгитом, плагиоклаз-лабрадором, а рудный минерал — хромистой шпинелью, более глиноземистой и менее хромистой, чем во включениях. Кроме приведенных в таблице минералов, в породе установлено наличие биотита и керсутита, а также предполагается наличие калиевого полевого шпата. Возможно, что лерцолитовые включения являются наиболее высокотемпературными ликвидусными фазами кристаллизации, а не реликтами первичного субстрата. Температура кристаллизации этих включений, определенная по дупироксеновому термометру [Wells, 1977],  $1180^\circ\text{C}$ .

Щелочные оливиновые базальты котловины Лау обогащены легкими РЗЭ [Sharaskin et al., 1983], а также Rb, Sr, Ba, U, Th и некоторыми другими элементами (табл. 8), что типично для щелочных оливиновых серий океанических островов и континентов. Однако от последних их отличает пониженное содержание  $\text{TiO}_2$  (1,51—2,14%), в то время как в океанических щелочных оливиновых базальтах  $\text{TiO}_2 > 2\%$ .

Таким образом, суммируя изложенное выше, можно видеть, что в котловине Лау присутствуют две серии пород, из которых одна (примитивные толеиты центральной части Лау) сопоставима с толеитами срединно-океанических хребтов. Эти породы, вероятно, наиболее молодые, на что указывают современные извержения на о-ве Ниуафооу. Вторая серия по характеру дифференциации соответствует, скорее, базальтам океанических островов, но отличается от них пониженными содержаниями Ti. Подобные серии типичны для тыловодужных бассейнов.

## ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИОКЕАНИЧЕСКИХ ОКРАИННЫХ СИСТЕМ

Эпиокеаническим происхождением, т.е. развитием на океанической коре, характеризуются современные окраинные системы, наиболее выдвинутые в сторону океана. Они представлены островодужными системами Бонино-Марианской, Соломоновой, Новогейбридской и Тонга-Кермадек, а также центральной частью Алеутской системы. Океанический фундамент подстилает и некоторые отмершие системы, к которым относятся подводные хребты и котловины Филиппинского моря. Наконец, океаническим фундаментом обладают почти все глубоководные котловины окраинных морей, находящиеся в континентальном обрамлении. На востоке Тихого океана современные эпиокеанические окраинные структуры, как указывалось, отсутствуют. Единственное исключение — Западно-Колумбийская зона, которая представляет собой фронтальную часть северного фланга Андской системы, описанной в главе 5.

Происхождение океанического фундамента активных окраин двоякое. Палеофундамент — это часть океанического ложа, существовавшего до заложения островодужной системы, которая сохранилась в основании новых структур. Комплексы, слагающие палеофундамент, древнее островодужных. Неофундамент — новообразованная структура, которая формируется в основании окраинных систем в ходе их становления. Комплексы неофундамента одновозрастны с островодужными. Строение палео- и неоструктур океанического фундамента сходно: те и другие обладают признаками типичной океанической коры, и различия их проявлены лишь в деталях.

Формирование неофундамента — это формирование новой океанической коры вследствие поступления из мантии огромных масс магматического материала. Поскольку существование увеличения мощности коры при этом не происходит, то естественно предположить, что пространство для этих масс высвобождается за счет раздвига древних блоков коры. Особенно оправдано предположение о латеральном раздвиге для глубоководных впадин между континентальными блоками, так как здесь налицо утонение коры относительно исходной, а удаление или переработка кислого континентального материала путем погружения в мантию маловероятны.

Наиболее разработанной моделью разрастания океанической коры в тыловодужных впадинах является модель спрединга, т.е. раздвига океанических плит и заполнения образующегося между ними пространства в центральном рифте магматическим материалом, формирующим новые "порции" коры [Кариг, 1974]. С нашей точки зрения, более приемлема модель рассеянного спрединга, которая предусматривает общее расширение участка поверхности, утонение древней коры и рассредоточенность поступлений магмы на обширных пространствах (по типу провинций бассейнов и хребтов), так как такая модель лучше объясняет общее утонение, деградацию ("океанизацию") континентальной коры в тыловодужных зонах. Может быть, имеет место сочетание рассеянного и сосредоточенного спрединга, так что первый ведет к растяжению и утонению континентальной коры в зонах шельфов окраинных морей, а второй — к полному ее разрыву и замещению океанической неокорой в глубоководных впадинах.

Сходство механизмов формирования океанической коры открытого океана и тыловодужных бассейнов объясняет и сходство ее строения и состава. Вместе с тем эти механизмы не вполне идентичны, что проявляется прежде всего в неодинаковом масштабе явлений и, по видимому, в разной глубинности процесса. Это сказывается и на составе формирующихся магм: базальты тыловодужных бассейнов отличаются некоторым сдвигом в сторону островодужных трендов, в первую очередь некоторой обогащенностью литофилами. Ю.И. Дмитриев и А.А. Цветков [1983] отмечают такие особенности тыловодужных базальтов, как значительную распространенность плагиофировых пород и обогащение афировых разностей Al и K при несколько пониженных концентрациях Ti. Эти особенности наиболее четко проявлены во впадинах, расположенных ближе к внутренним зонам материков, например в Япономорской.

В отличие от окраинных морей в пределах вулканических дуг фиксируется существенное увеличение мощности океанической коры, что говорит о ее разрастании по вертикали. Такое разрастание идет как за счет верхней, вулканической части коры, так и за счет нижней, образующей ее фундамент. Возрастание мощности фундамента, вероятно, отчасти является результатом скупивания древней океанической коры, а отчасти идет за счет привноса новых порций магм. Об этом говорит специфический состав некоторых офиолитовых комплексов фундамента, имеющих отчетливо островодужный облик.

Особенностью эпиокеанических вулканических дуг является преобладание продуктов подводных излияний и широкое развитие базальтоидов при подавленности андезитов и более кислых дифференциатов; характерно также присутствие бонинитов. Проявления наземного относительно кислого вулканизма приурочены лишь к конечным стадиям развития эпиокеанических дуг. Роль их незначительна, так что эпиокеанические дуги нигде не достигают той стадии "зрелости", которая характеризует дуги эпиконтинентальные. Об этом можно судить по отмершим эпиокеаническим дугам типа Кюсю-Палау и другим, которые прекратили свою деятельность, так и не достигнув того уровня, когда наземные кислые вулканы приобретают достаточно важную роль.

### Глава 3

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МАФИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНОТИХООКЕАНСКИХ СТРУКТУР

В отличие от типично континентальной сиалической коры мафическая кора континентов обладает гораздо большей основностью, сравнимой с основностью океанической коры. В ее составе очень мало гранитоидов, типичными же образованиями являются офиолиты, габброиды, metabазальты и граувакки. Геофизические слои отличаются большей плотностью и соответственно скоростью сейсмических волн.






В то же время кора описываемого типа имеет значительную, такую же, как и сиалическая кора, мощность — до 30—40 км. Мафическую кору слагают сильно дислоцированные комплексы. Интрузивные серии достаточно далеко продвинуты в своей эволюции (обычно до плагиогранитов). Верхние ярусы сложены характерными для континентов формациями — молассовой, порфировой, андезитовой. Все это признаки далеко зашедшей эволюции и зрелости, которые сближают описываемый тип с типичной континентальной корой в большей мере, чем с океанической.

Кора подобного типа входит в состав континентов и отсутствует в океанах, что также характеризует мафическую кору как разновидность континентальной.

Мафическая кора образует внутри континентов сравнительно небольшие выходы, которые представляют собой протяженные, но узкие складчатые системы эвгеосинклинального типа развития. Таковы Корьякская, Монголо-Охотская и Западно-Сихотэалинская системы, разделяющие крупные блоки сиалической коры в Северо-Восточной Азии. Вдоль границы континентов с океаном, в основании выдвинутых в океан западнотихоокеанских окраин, мафическая кора распространена значительно шире и образует значительно большие по площади выходы. К ним относится мафическая кора Камчатки — Алеут, Сахалина — Хоккайдо, Юго-Западной Японии — возвышенности Бородино, о-ва Яп, Филиппинских островов, Восточного Сулавеси — Северной Новой Гвинеи, Новой Зеландии — поднятия Чатем (см. рис. 3). Как самостоятельный тип континентальная мафическая кора выделена сравнительно недавно [Шульдинер, 1982] и слабо освещена в литературе. Вопрос о ее выделении вызвал дискуссию, касающуюся главным образом ее ранга и принадлежности к континентальному океаническому ряду. Поэтому мы здесь более подробно охарактеризуем ее не только в составе фундамента континентальных окраин, но и в их материковом обрамлении.



Таблица 9 (окончание)

| Возраст                      | Пенжинско-Анадырская зона   | Центральнокорякская зона | Типы формаций   |
|------------------------------|---|--------------------------|---|
| S                            | Рифогенные известняки, конгломераты, прослои кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников  |                          |  Орогенные (молассы и др.)                                 |
| O                            | Слититы, вариолиты, прослои кремней, известняков, песчаников  |                          |  Флициодные  |
| PZ <sub>1</sub><br>или<br>PE | Глаукофановые и зеленые сланцы, кристаллические известняки, кварциты (ишнейская свита и др., более 1600 м), графитовые сланцы, амфиболиты, гипертеновые, истагитовые (хребт Пекульной, мощность и возраст неизвестны) | Зеленые сланцы, филлиты  |  Вулканогенно-кремнистые с вулканитами островодужного типа |
|                              |   |                          |  То же, с вулканитами океанического типа                   |
|                              |   |                          |  Амфиболито-сланцевые                                      |

совая, базальтовая, порфировая, угленосная. Их мощность местами превышает 5 км. В работах последних лет [Волобуева, Красный, 1979; Зинкевич, 1981; Очерки..., 1982] подчеркивается принадлежность орогенных комплексов Корякии к нижней молассе, что обосновывают главным образом отсутствием в регионе развитого гранитного магматизма. Вместе с тем очень большие мощности, широкое распространение континентальных фаций, большая роль грубообломочных несортированных отложений, свидетельствующих о резкой расчлененности рельефа, проявления позднеорогенного кислого вулканизма и связанных с ним малых интрузий гранитоидов — все это говорит о достаточной тектонической зрелости региона, вступившего в стадию верхней молассы и, таким образом, завершившего, по существу, геосинклинальный цикл своего развития. Подавленность же, неразвитость гранитного магматизма здесь следует связывать только с отсутствием сиалического субстрата.

В Олюторской зоне разрез имеет гораздо меньший стратиграфический интервал, но характер и последовательность геологических формаций сохраняются [Очерки..., 1982; Федорчук, 1984]. Разрез начинается с альба и может быть грубо разделен на четыре части. Нижняя (альб—низы кампаза) сложена подушечными базальтами, переслаивающимися с кремнистыми породами. Базальты принадлежат к типу низкокальциевых умереннотитанистых толеитов, обедненных литофильными редкими элементами, и по этим признакам могут быть отнесены к океаническому тренду (см. рис. 17). Выше (кампан—маастрихт) литоформационный облик толщи сохраняется, но базальты

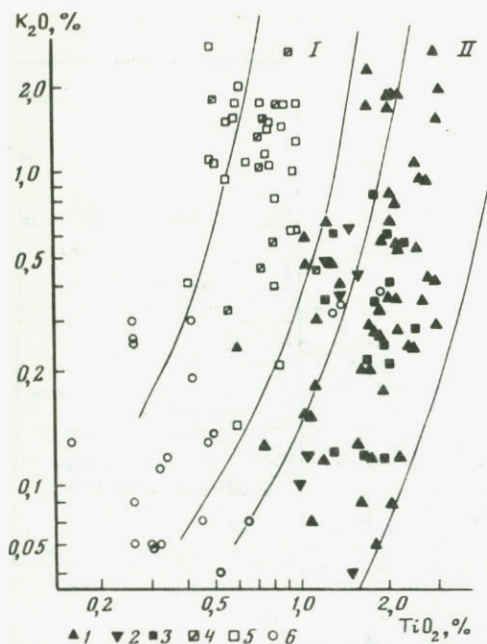


Рис. 17. Составы базальтоидов Корякской системы [Добрецов, 1974; Грановский, 1982; Очерки..., 1982; Сухов, 1983; Вулканические..., 1984; Федорчук, 1984; Марковский, Богданов, 1985]

1 — доордовикские основные метаэффузивы (илпенейская свита) Понтонейских гор; 2 — доордовикские базальты и диабазы Понтонейских гор; 3 — докампанские базальты Олюторской зоны; 4 — кампан-палеоценовые базальты и габброиды Олюторской зоны (мачевнинский комплекс); 5 — базальты и пикриты Вывсенко-Ватынского офиолитового пояса Олюторской зоны; 6 — базальты и пикриты офиолитового пояса хребта Пекульской (частично средние данные). I, II — поля составов островодужных и океанических базальтов

здесь приобретают островодужные характеристики (низкая титанистость). Палеоген-нижнемиоценовая часть разреза представлена эффузивно-кремнистой формацией, в которой существенная роль принадлежит уже андезитам и которая местами латерально замещается флишевой формацией. Верхи разреза, начиная со среднего миоцена, сложены молассовым комплексом.

Мы видим, таким образом, что базальты, залегающие в низах кремнисто-вулканогенных формаций каждой зоны, характеризуются повышенной титанистостью, обедненностью литофильными элементами и другими петрохимическими признаками принадлежности к океаническому типу. В Пенжинско-Анадырской зоне такую характеристику имеют доордовикские metabазальты, спилиты, базальты и диабазы Понтонейских гор, в Олюторской — докампанские базальтоиды. Вышележащие вулканиты принадлежат к низкотитанистому высококалийному типу; это показано на примере мачевнинского комплекса базальтоидов Олюторской зоны.

Характерной особенностью всей Корякской системы является широкое развитие базитовых и гипербазитовых комплексов при резко подчиненной роли или почти полном отсутствии кислых интрузивных пород. В настоящее время большинство исследователей придерживаются взгляда, что базит-гипербазитовые комплексы образуют нижние части мощных офиолитовых серий, входя в состав так называемого меланократового океанического субстрата складчатой системы. Основанием для такого вывода служит наблюдаемая в некоторых случаях приуроченность базит-гипербазитовых ассоциаций

к подошве геосинклинальных серий, а также постулируемое сходство офиолитовых образований Корякии со строением океанической коры.

Здесь нужно отметить, что сильнейшая тектоническая нарушенность офиолитовых разрезов не позволяет наблюдать их исходное строение и его приходится реставрировать как раз на основе сравнения с корой океанов. Поэтому более объективную оценку сходства или несходства с океаническими комплексами может дать петрохимическое сравнение. Решение этого вопроса можно обосновать, в частности, на материале ультраосновных вулканических пород — пикритов, которые в последние годы были обнаружены в ассоциации с гипербазитами и, по-видимому, комагматичны с ними [Грановский, 1982; Вулканические..., 1984]. Выясняется, что в составах этих излившихся и частью внедрившихся в приповерхностных условиях лав запечатлены характеристики, присущие по большей части не океаническому, а островодужному ряду, в первую очередь низкая титанистость, которая даже в высококалиевых разновидностях не превышает, как правило, 1%. Эти особенности выявлены как в пекульнейских офиолитах Пенжинско-Корякской зоны, так и в вывенско-ватынских, приуроченных к фронтальной части Олюторской зоны. Отсюда следует, что рассматриваемые офиолиты возникли на какой-то из стадий геосинклинального развития, а не относятся к океаническому субстрату. Но нужно сказать, что многие пикриты (в частности, и в пределах хребта Пекульней [Марковский, Богданов, 1985]) имеют состав, соответствующий океаническому тренду; для таких пород вопрос о их геосинклинальном или догеосинклинальном происхождении остается открытым.

Как осадочно-вулканогенные, так и интрузивные породы Корякской системы большей частью метаморфизованы, но, за исключением перечисленных выше древних сланцев, уровень метаморфизма их невысок и редко выходит за рамки зеленокаменного перерождения. Рассланцевание не типично, хотя катакластические явления распространены очень широко.

#### МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Монголо-Охотская складчатая система протягивается в виде узкой полосы близширотного простираения от западных границ Забайкалья до Охотского моря, выклиниваясь, по-видимому, восточнее Шантарских островов. Лишь в отдельных "раздувах", как, например, в районе Агинского пояса в Забайкалье, ее ширина достигает 200—300 км, чаще же измеряется десятками километров. С севера и юга ее ограничивают континентальные структуры южной окраины Сибирской платформы и ряда кристаллических массивов — Буреинского, Приаргунского и др.

В отличие от этих обрамляющих структур, фундамент которых сложен кислыми кристаллическими породами, Монголо-Охотская система образована по преимуществу породами основного состава — основными вулканитами и граувакковыми осадками. Исходя из сейсмологических и гравиметрических данных, считается, что кора этой сис-

темы отличается несколько пониженной мощностью [Лишневский и др., 1968]. Возможно, однако, что эти данные требуют пересмотра и положительные гравиметрические аномалии над Монголо-Охотской системой следует объяснять не подъемом поверхности М, а сокращенной мощностью гранитного слоя, который, судя по составу поверхностных слоев, развит слабо.

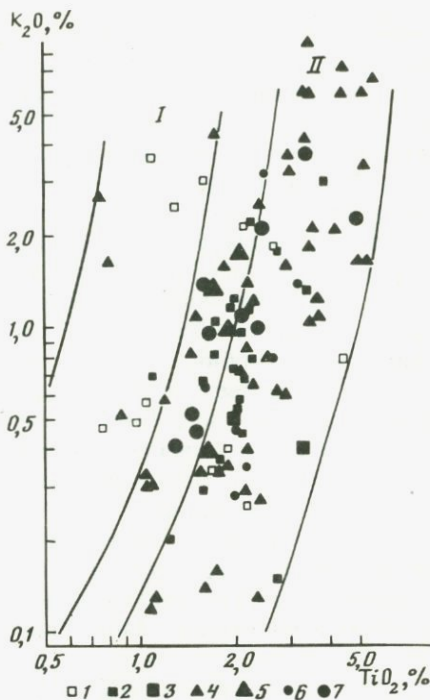
Монголо-Охотская система представляет собой сочетание кулисообразно стыкующихся тектонических линз, которые круто погружаются к югу. Линзы, соседствующие друг с другом, имеют зачастую совершенно разное строение, и тем не менее в распределении разновозрастных и разнофациальных комплексов можно уловить определенную закономерность, которая отражает первичные геологические соотношения разных зон, искаженные, но не уничтоженные блоковой тектоникой.

Древнейшие отложения Монголо-Охотской системы имеют, по-видимому, раннепротерозойский возраст и представлены в разной степени метаморфизованными образованиями — от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. К ним относятся борщовочная серия Северо-Восточного Забайкалья и ее возможные аналоги — ундинский комплекс, джерольская свита, докембрий р. Каренги, янканская серия и другие комплексы Забайкалья и Приамурья. Они образованы отложениями эвгеосинклинального типа, характерным компонентом которых являются вулканиты основного состава. Складчатые структуры сравнительно просты и представлены симметричными, частью брахиформными синклиналями и антиклиналями, местами, однако, чередующимися с сильно сжатыми линейными формами. Метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу; его уровень меняется от места к месту, не согласуясь со стратиграфическими границами. Низы разреза борщовочной серии представлены преимущественно метаграувакками и метапелитами (мелкозернистыми гнейсами и микрогнейсами), изредка с метаконгломератами (1 км); выше залегает толща метаэффузивов основного состава (амфиболовых сланцев) с прослоями кислых метаэффузивов (1,1 км), далее в разрезе резко преобладают кислые метаэффузивы (порфирииды, микрогнейсы), часто с известняками (1,5 км); они вновь сменяются основными метаэффузивами (до 1,1 км) и, наконец, метапелитами (сланцевыми) и микрокварцитами (1 км). Возраст их определен довольно условно по геологическим соотношениям с более древними (архейскими) и молодыми (венд-кембрийскими) породами; принадлежность к докембрию подтверждается также некоторыми, к сожалению, разнородными изотопными определениями возраста [Протерозойские..., 1977; Неелов, Милькевич, 1979].

Борщовочная серия и ее аналоги могут быть отнесены к раннегеосинклинальным спилит-кератофировой и кремнисто-спилит-кератофировой формациям. Химизм раннепротерозойских метавулканитов изучен недостаточно, и имеющийся разброс затрудняет их отнесение к океанической или островодужной серии. Но хотя бы часть из них относится, несомненно, к островодужной (рис. 18), что говорит о сравнительно далеко зашедшей эволюции и известной зрелости комплекса.

Рис. 18. Составы базальтоидов Монголо-Охотской системы [Метаморфические..., 1973; Вопросы..., 1975; Шехоркина, 1976; Неелов, Милькевич, 1979]

1, 2 — раннепротерозойские (1) и рифейские (2) базальты и metabазальты Забайкальского звена; 3 — то же, средние по отдельным группам; 4 — нижнекембрийские базальты Джагдинского звена; 5 — то же, средние по отдельным группам; 6 — девонские базальты Забайкальского звена; 7 — средние данные по разновозрастным группам средне- и позднепалеозойских базальтов Забайкальского и Джагдинского звеньев. I, II — поля составов островодужных и океанических базальтов



Более молодые, рифейские образования также представлены раннегеосинклинальными формациями. Они обнажены в Восточном Забайкалье, где образуют обширный выход в так называемом Агинском поле (кулиндинская и ононская свиты агинского комплекса, урульгинская толща) и в Приамурье (тукурингская толща). В Забайкалье они несогласно перекрывают сложное дислоцированные породы нижнего протерозоя. Строматолиты, онколиты, катаграфии указывают на их принадлежность к верхнему докембрию; геологические корреляции говорят в пользу наиболее вероятного рифейского возраста.

Рифейские отложения метаморфизованы довольно равномерно, обычно в фации зеленых сланцев; в них известны находки глаукофана. Местами метаморфизм усиливается до амфиболитовой фации, но эти явления связывают с мезозойскими событиями.

Стратиграфическое расчленение рифейских отложений затруднено в силу их монотонности. Обычно считают, что в низах существенно преобладают метавулканиды — зеленые сланцы, иногда ассоциирующиеся с яшмами и известняками, в верхах — метаграувакки и метапелиты: филлиты, графитистые и слюдястые сланцы.

Начиная с венд-кембрийского времени в некоторых фациальных зонах Монголо-Охотской системы формировались граувакковые, флишеидные и местами даже орогенные комплексы. Но одновременно в соседних зонах продолжали накапливаться раннегеосинклинальные кремнисто-вулканогенные и вулканогенные формации. К ним относятся венд-кембрийские комплексы хребта Джагды, ордовикские, силурийские, девонские и нижнекаменноугольные толщи разных районов, кое-где также нижнепермские отложения. Лишь с поздней перми раннегеосинклинальные вулканиды окончательно исчезают из разреза, сменяясь граувакками, флишем и главным образом орогенными комплексами — грубообломочной молассой, андезитовой и порфировой формациями.

Перечисленные раннегеосинклинальные формации отличаются большим сходством литологических, петрографических и структурных особенностей, что сильно затрудняет их возрастное расчленение. Проблема усугубляется тем, что руководящие органические остатки обычно содержатся в известковых пропластках; последние же зачастую оказываются клиппенами, возраст которых намного древнее вмещающих пород. Находки микрофауны в ассоциирующих с вулканитами кремнях датируются нередко как средний—поздний палеозой, тогда как фауна в известняках относится к раннему палеозою. Особенно острые противоречия в связи с этим возникли относительно вулканогенного палеозоя восточной части Монголо-Охотской системы — хребта Джагды и его окрестностей [Шехоркина, 1976; Кириллова, Турбин, 1979].

Тем не менее можно констатировать, что эвгеосинклинальный режим в Монголо-Охотской системе сохранился вплоть до ранней перми, и лишь с поздней перми устанавливается повсеместное преобладание терригенно-карбонатных и в еще большей мере различных орогенных формаций.

Петрохимические особенности рифейских и палеозойских геосинклинальных вулканитов оказываются очень сходными — все они образуют по сути единый тренд, резко смещенный в сторону высокотитанистой океанической серии (см. рис. 18).

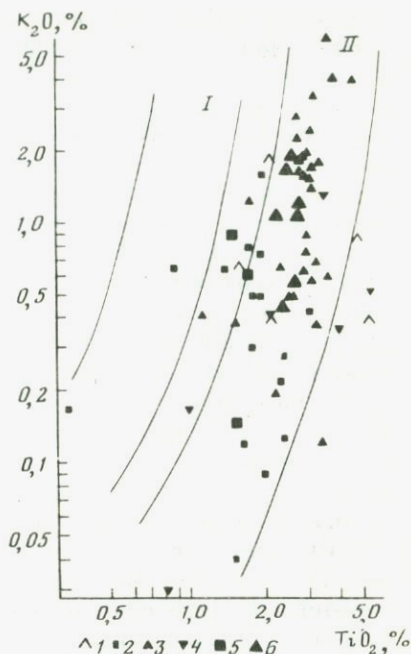
#### ЗАПАДНО-СИХОТЭАЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Западно-Сихотэалинская складчатая зона может быть выделена как "выступ" мафической коры лишь условно, скорее, здесь нужно говорить о реликтах мафической коры в континентальном сиалическом обрамлении. О принадлежности Сихотэалинской складчатой системы в целом к сиалическому типу говорят ее нормальный сейсмический разрез [Аргентов и др., 1976; Потапьев, 1980], характеризующийся типичной для континентальной коры значительной мощностью (до 40 км) и хорошо развитым гранитным слоем, на долю которого приходится более половины общей мощности коры; широкое развитие кислых изверженных пород, в том числе калиевых гранитоидов; наличие выступов метаморфического фундамента, сложенного обычными для континента кислыми гнейсами (Аньюйский выступ); преимущественно кислый состав эффузивов наложенного вулканического пояса и другие признаки. Вместе с тем для сравнительно узкой полосы, протягивающейся вдоль границы Сихотэалинской системы с Ханкайским массивом, характерно некоторое сокращение общей мощности земной коры, в частности ее "гранитного" слоя, а на поверхности — широкое распространение вулканитов и изверженных пород основного и частью ультраосновного состава. В совокупности эти породы маркируют бывшую на их месте узкую зону мафической коры, в прошлом, по-видимому, лишенную "гранитного" слоя, но впоследствии "раздавленную" между сиалическими блоками и потерявшую свою целостность.

Стратиграфия Западно-Сихотэалинской зоны в недавнее время

Рис. 19. Составы базальтоидов Западно-Сихотэалинской зоны [Приходько и др., 1982; Вулканические..., 1984; Голозубов, 1984; и др.]

1 — докембрийские (?) амфиболиты; 2 — верхнепалеозойские базальты (себучарская свита); 3 — юрские базальты; 4 — юрские меймечиты и пикриты; 5 — средние по базальтоидам верхнепалеозойских свит; 6 — средние по базальтоидам мезозойских свит. I, II — поля составов островодужных и океанических базальтов



подверглась кардинальному пересмотру и до сих пор находится в стадии ревизии. Главной причиной явилось признание того, что содержащаяся в известняках руководящая фауна не определяет возраст вмещающих толщ, поскольку известняковые тела представляют собой чуждые окружающим породам тектонические включения. Находки микрофауны в терригенных и кремнистых отложениях дают основание для новых стратиграфических построений, отраженных в работах А.О. Мазаровича, Н.Г. Мельникова, В.В. Голозубова и др.

Согласно В.В. Голозубову [1984], древнейшими образованиями Западно-Сихотэалинской зоны являются полосчатые габброиды и ассоциирующие с ними амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранат-плагиоклаз-кварцевые сланцы и кварциты. Эти породы образуют тектонические блоки среди неметаморфизованных образований; габброиды при этом нигде не прорывают неметаморфизованные осадки, но сами наряду с кристаллическими сланцами встречаются в виде кластогенных включений в мезозойских отложениях. Сильный метаморфизм, сходство с кристаллическими породами Ханкайского массива, наличие прослоев железистых и марганцовистых пород и единичные данные К-Аг-датировок позволяют предполагать докембрийский возраст рассматриваемых образований. Амфиболитам аповулканического происхождения присуща высокая титанистость при умеренной калиевоности, что определяет их принадлежность к океаническому петрохимическому тренду (рис. 19).

Геосинклинальный разрез зоны начинается с верхнего палеозоя. Его базальную часть образует себучарская свита, сложенная алевролитами и спилитами с подчиненными кремнями и песчаниками; наличие большого числа эффузивных прослоев, особенно в верхней половине свиты, отличает ее от других верхнепалеозойских и мезозойских толщ. Находки радиолярий указывают на пермский возраст себучарской свиты. Характерна пространственная сопряженность ее выходов с выходами докембрия. Себучарская свита согласно перекрыта такой же мощной (около 3,5 км) ариадненской свитой, сос-

тоящей из аркозовых песчаников с резко подчиненными алевролитами, глинистыми сланцами, кремнями, гравелитами с элементами ритмичного переслаивания. Ариадненская свита также содержит позднепалеозойскую фауну.

Нижнемезозойские (триасово-юрские и юрско-нижнемеловые) толщи Западно-Сихотэалинской зоны охарактеризованы остатками конодонтов, радиолярий и фораминифер. В основном это алевролиты, аргиллиты и кремни, среди которых в верхних, а местами и нижних частях разреза широко распространены базальты и спилиты. В верхах появляются также известняки, участвующие в строении олистостромового комплекса (самаркинская свита). Мощность верхнепалеозойских геосинклинальных отложений достигает 2, нижнемезозойских — 4—5 км.

Формационный облик указанных отложений специфичен, так как они сочетают в себе признаки эвгеосинклинальных вулканогенных и свойственных миогеосинклиналям аркозовых формаций. Как и верхнепалеозойские, мезозойские вулканиты имеют почти исключительно основной состав и образуют совместно с ними единый высокотитанистый тренд, в котором занимают высокощелочную часть (см. рис. 19). Это указывает на принадлежность всего верхнепалеозойско-мезозойского геосинклинального ряда к терригенно-вулканогенной формации океанического типа. Вместе с тем терригенные отложения часто характеризуются, как указывалось, аркозовым составом, что, очевидно, связано с разрывом ближайших сиалических блоков. Вероятно, такое необычное сочетание обусловлено шовным тафrogenным характером Западно-Сихотэалинской эвгеосинклинали, малая ширина которой служила причиной преобладания аллохтонного терригенного материала.

Начиная с мела осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Западно-Сихотэалинской зоны приобретают особенности орогенных формаций: широкое развитие глубообломочных пород, преобладание континентальных осадков, присутствие кислых вулканитов и прочее.

## МАФИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ОКРАИННЫХ СИСТЕМ

### КАМЧАТСКО-АЛЕУТСКИЙ БЛОК<sup>1</sup>

Камчатско-Алеутский блок — крупный участок мафической континентальной коры, расположенный в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Блок состоит из четырех главных структурных элементов: Северо-Восточной Камчатки, являющейся структурным продолжением Корякской складчатой системы, Командорских и Алеутских островов, подводной возвышенности Обручева и подводных хребтов Ширшова и Бауэрса.

Камчатско-Алеутский блок обладает большой мощностью коры —

<sup>1</sup> Разделение на блоки проводится по географическому признаку только для удобства описания и не имеет какого-либо генетического смысла. Однако оно во многом совпадает с тектонической схемой геоблоков Л.И. Красного [1974].

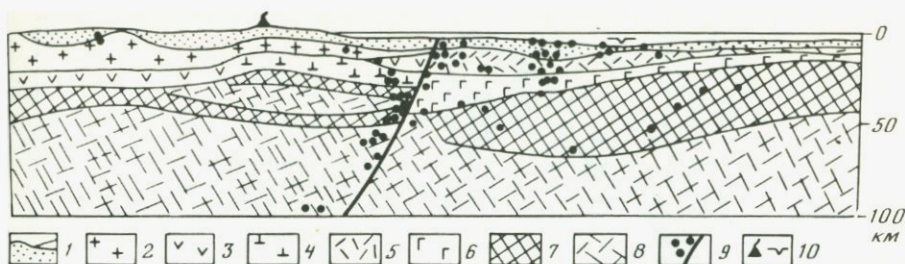


Рис. 20. Строение литосферы в зоне перехода от Южной Камчатки к Тихому океану [Глубинное..., 1978; Шульдинер и др., 1981]

1 — вода и осадочный слой (3,9—5,5 — здесь и ниже цифры — сейсмические пластовые и граничные скорости, км/с); 2—4 — петрофизические слои консолидированной континентальной коры: 2 — гнейсо-гранитовый (5,9—6,4), 3 — сланце-базитовый (6,6—6,8), 4 — гранулито-габбровый (7,0—7,2); 5, 6 — петрофизические слои консолидированной океанической коры: 5 — базальтовый (5,9—6,4), 6 — габбровый (7,3—7,4); 7, 8 — верхняя мантия: 7 — литосферный слой (7,8—8,3), 8 — астеносфера (7,2—7,7); 9 — граница континентального и океанического сегментов и гипоцентры землетрясений (зона Беньофа); 10 — вулканическая цепь и ось глубоководного желоба

до 30—35 км. На Камчатке ее основу составляет сланце-базитовый петрофизический слой с пластовыми скоростями 6,6—6,8 км/с. Он подстилается гранулито-габбровым слоем со скоростями 7,1—7,2 км/с, а перекрывается осадочно-вулканогенным — со скоростями до 5—5,2 км/с (рис. 20). По мощности и структуре такая кора соответствует континентальной, а по скоростным характеристикам — близка к океанической. Главное отличие ее от континентальной коры — отсутствие геофизического "гранитного" слоя (рис. 21). Похожее строение имеют подводные хребты Ширшова и Бауэрса (см. рис. 11).

Камчатско-Алеутский блок представляет собой пример региона, где фундамент островной дуги вскрыт на большой площади. Современный структурный план установился здесь с начала палеогена, к которому приурочены крупный перерыв и весьма существенная структурная перестройка региона. С этого момента Камчатско-Алеутский блок разделяется на четыре зоны, две из которых (п-ов Камчатка и Командорские—Алеутские острова) вступили в собственно островодужный режим развития, а возвышенность Обручева и хребты Бауэрса и Ширшова развивались в режиме подводных возвышенностей. Собственно островодужные формации хорошо фиксируются начиная с палеоцена как на Восточной Камчатке (столбовская и кроноцкая серии, жупановская свита), так и на Командорах (командорская серия). Для них характерны развитие дифференцированных базальт-андезит-липаритовых серий, субаэральный облик вулканогенно-осадочных пород, большое количество туфов, тефроидов. Палеоцен-эоценовые отложения образуют узкие линейные пояса (зона Восточных полуостровов), среди которых фиксируются вулканические центры (п-ова Кроноцкий, Камчатский Мыс) и разделяющие их авулканические мелководные впадины (Кроноцкий и Камчатский заливы). В олигоцене на Камчатке заложились Центральнокамчатский вулканический пояс, который, будучи непосредственным продолжением вулканического пояса Больших Курил, активно действовал

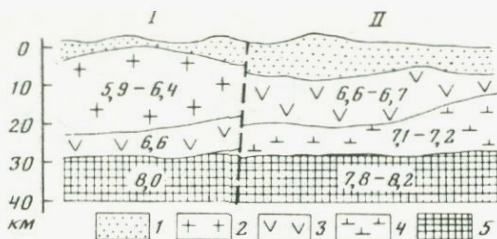


Рис. 21. Сиалический (I) и мафический (II) типы земной коры Камчатки (идеализированный разрез по сейсмическим данным) [Шульдинер и др., 1979]

1 — вулканогенно-осадочный слой; 2—4 — петрофизические слои консолидированной коры; 2 — гнейсо-гранитовый, 3 — сланце-базитовый, 4 — гранулито-габбровый; 5 — верхняя мантия. Сейсмические пластовые скорости в км/с

до четвертичного времени. Параллельно ему с позднего миоцена и до настоящего времени развивается Восточно-Камчатский вулканический пояс.

Таким образом, докайнозойские комплексы относятся к основанию современной активной окраины. В свою очередь, это основание подразделяется на два главных структурных яруса: метаморфический субстрат, вмещающий основные и ультраосновные кристаллические породы, и верхнемезозойские, главным образом верхнемеловые осадочные и осадочно-вулканогенные неметаморфизованные комплексы, почти повсеместно подстилающие кайнозой.

**Кристаллический ярус.** Строение кристаллического яруса п-ова Камчатка в целом показано на рис. 22. Наиболее крупные выступы мафического кристаллического фундамента известны на п-ове Камчатский Мыс и на Хавывенской возвышенности, более мелкие — на о-ве Озерном и в других районах.

На п-ове Камчатский Мыс Б.К. Долматов и М.Ю. Хотин [1969] отнесли к кристаллическому ярусу небольшие блоки основных метаморфических пород (амфиболиты и кристаллические сланцы) и некоторые мелкие массивы габбро и габбро-норитов. Позднее М.С. Марков [1975] выдвинул предположение, что крупный Оленегорский габбро-гипербазитовый массив, обнажающийся на южном побережье полуострова, также относится к домезозойскому кристаллическому субстрату. По его представлениям, здесь находится стратифицирующийся разрез, включающий разнообразные гипербазиты, габброиды, диабазы и базальты и представляющий собой фрагмент позднемеловой океанической коры. Ее вулканогенно-осадочным слоем являются вулканогенно-кремнистые породы африканской серии. Эту точку зрения О.А. Шмидт [1978] и А.А. Цветков [Цветков, Шмидт, 1982] распространили на Командорские острова, полагая, что они подстилаются трансформированными образованиями позднемеловой океанической коры, вероятно аналогичными обнажающимся на п-ове Камчатский Мыс.

В последние годы появились новые данные в пользу того, что габброиды Оленегорского массива подстилают низы вулканогенно-осадочного яруса, представленные африканской серией [Высоцкий,

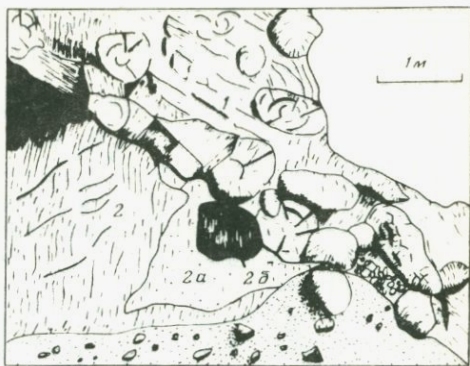
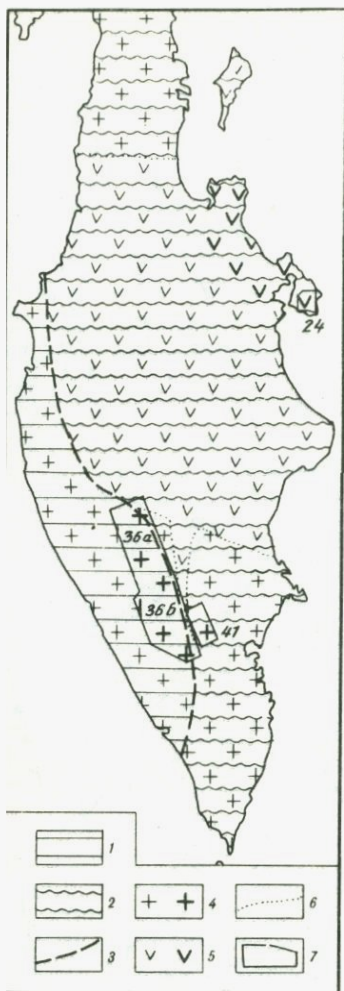


Рис. 22. Схема строения кристаллического яруса Камчатки

1—3 — главные структурные элементы: 1 — восточная окраина Охотоморской плиты с активизированным кристаллическим фундаментом и метаморфизованным палеозойским чехлом, 2 — Камчатская складчатая геосинклинальная область, 3 — их граница; 4—6 — главные типы фундамента и его выступы на поверхности (жирные знаки): 4 — сиалический, 5 — мафический, 6 — их границы; 7 — контуры участков, изображенных на приведенных ниже геологических схемах

Рис. 23. Контакт потока шаровых базальтов с раздробленными габбро (зарисовка с фотографии)

1 — базальты; 2 — габбро (2а — зона осветления, 2б — обломок меланократового габбро)

983]. Седиментационный контакт в основании африканской серии аблюдался в останцах на мысу Камчатском, где лавовый поток ирпично-бурых базальтов с реликтами шаровой отдельности налегает а брекчированные выветрелые габброиды (рис. 23). Мелкокристаллическое габбро раздроблено до дресвы, сцементировано кальцитом и тектонической глиной (?) в монолитную массу, содержит обломки ерпентинитов и меланократового крупнокристаллического габбро. Эффузивы, перекрывающие габбро, раздроблены значительно меньше. Контакт неровный, с карманами в габбро. В эффузивах наблюдается зона закалки мощностью 5—10 см и иногда встречаются обломки габбро, сильно растянутые параллельно контакту, со следами обтекания их лавой. В том же районе в туфокремнистых прослоях африканской серии обнаружены округлые валуны и мелкие обломки неправильной формы габброидов, кристаллов плагиоклаза и темно-

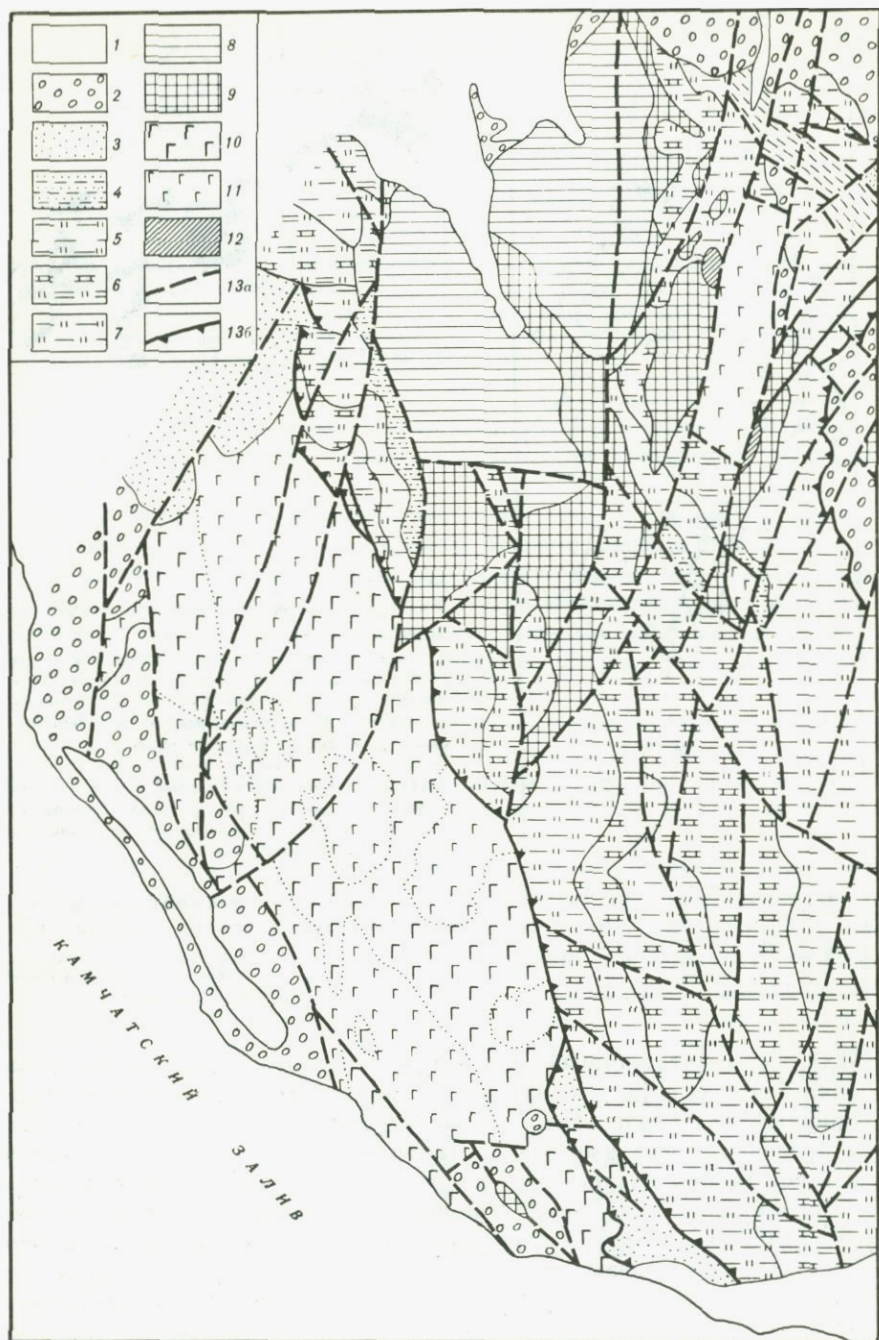


Рис. 24. Геологическое строение южной части п-ова Камчатский Мыс, по Б.К. Долматову и М.Ю. Хотину [1969], с изменениями (контур участка см. на рис. 22)

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4—7 — верхний мезозой, африканская серия: 4 — верхняя и 5 — нижняя подсвиты пикежской свиты, 6 — верхняя и 7 — нижняя подсвиты

цветных минералов. Все эти данные свидетельствуют об отложении пород африканской серии на раздробленных габброидах Оленегорского массива.

Изучение Оленегорского массива (рис. 24) показало, что он относится к расслоенному комплексу [Долматов, 1972; Высоцкий, 1983], причем представляет верхнюю его часть. К нижней части, возможно, относятся ультраосновные породы, главным образом лерцолиты и гарцбургиты Солдатского массива. Ненарушенных контактов между этими массивами не наблюдается, однако анализ минеральных фаз лерцолитов обоих массивов показывает их генетическое единство. Выше указанных ультраосновных пород в первичном залегании располагались плагиоклазовые лерцолиты, троктолиты и меланократовые оливиновые габбро с линзами и шширами шпинелевых лерцолитов. Эти породы пространственно ассоциируют с дизъюнктивными нарушениями и часто имеют сланцеватую текстуру, интенсивно серпетинизированы. Еще выше по разрезу их сменял линзовидно-полосчатый комплекс разнозернистых диаллаговых зачастую амфиболизированных габбро, чередующихся с оливин-двупироксеновыми габбро и габбро-норитами, линзами и шширами меланократовых оливиновых габбро, жилами, линзами и дайками габбро-пегматитов и диабазов. Разрез венчается меланократовыми габбро-диабазами, которые также прорваны дайками габбро-пегматитов и диабазов.

Таким образом, внутренняя структура магматического комплекса обусловлена послойным чередованием различных габброидов, троктолитов и гипербазитов, осложненным жильными и дайковыми телами. Комплекс образовался не в результате метасоматической переработки, как полагают некоторые исследователи, а вследствие расслоения и кристаллизации единого магматического расплава, о чем свидетельствуют полиминеральность породы, типичные офитовые структуры, интрузивные контакты между некоторыми разностями, а также явление "скрытой расслоенности", которое заключается в закономерном изменении снизу вверх по разрезу составов минералов, образующих твердые растворы (табл. 10). Проявлена тенденция к увеличению альбитовой составляющей в плагиоклазе; происходит увеличение железистости пироксенов и оливинов; рудный минерал, представленный внизу хромшпинелидом с содержанием Fe 18% в лерцолитах, сменяется хромистым магнетитом в троктолитах, титаномagnetитом и ильменитом в габброидах, т.е. происходит вытеснение хрома титаном. В габбро-диабазе, образовавшихся в результате быстрого охлаждения магматического расплава на контакте с вмещающими породами, минералы отличаются неоднородностью химического состава.

Доказательством магматического происхождения габброидов и гипербазитов являются также высокие температуры кристаллизации, определенные на основании двупироксенового термометра. Так, для

←  
смагинской свиты: 8—12 — доверхнемезозойский субстрат: 8 — лерцолиты, гарцбургиты и 9 — серпетиниты Солдатского массива, 10 — расслоенные габброиды и 11 — габбро-диабазы и диабазы (краевая группа) Оленегорского массива, 12 — амфиболиты; 13 — разрывные нарушения (а — сбросо-сдвиги, б — надвиги)

Таблица 10

Состав минералов (в % мол.) и температуры кристаллизации базитов и гипербазитов Оленегорского и Солдатского массивов

| Порода                               | Плагиоклаз (% анортита) | Моноклинный пироксен                               | Ромбический пироксен                         | Оливин           | Рудный минерал                     | Температура, 0° С [Wells, 1977] |
|--------------------------------------|-------------------------|--|--|------------------|------------------------------------|---------------------------------|
| Габбро-диабаз                        | 65—70                   | $Fe_{25}Mg_{42}Ca_{33}$                            |  |                  | $Fe_{80}Ti_{20}$                   |                                 |
| Диаллаговое габбро                   | 70—60                   | $Fe_{11}Mg_{49}Ca_{40}$                            |  |                  | $Fe_{54}Ti_{46}$                   |                                 |
| Габбро-норит                         | 60<br>98(?)             | $Fe_{15}Mg_{50}Ca_{35}$<br>$Fe_{13}Mg_{44}Ca_{43}$ | $Fe_{28}Mg_{69}Ca_3$<br>$Fe_{26}Mg_{77}Ca_3$ |                  | ?                                  | 983                             |
| Оливиновое габбро                    | 80—75                   | $Fe_8Mg_{47}Ca_{45}$                               | $Fe_{15}Mg_{84}Ca_1$                         | $Fe_{16}Mg_{84}$ | $Fe_{59}Ti_{16}Al_{11}Mg_6Cr_{16}$ | 1030                            |
| Троктолит                            | 80                      | $Fe_7Mg_{45}Ca_{48}$                               | Не анализ.                                   | $Fe_{16}Mg_{84}$ | $Fe_{34}Ti_2Al_{21}Mg_{12}Cr_{31}$ | 1010                            |
| Плагиоклазовый лерцолит              | 100                     | $Fe_3Mg_{50}Ca_{47}$                               | $Fe_9Mg_{89}Ca_2$                            | $Fe_9Mg_{91}$    | $Fe_{22}Ti_1Al_{28}Mg_{16}Cr_{33}$ | "                               |
| Шлир лерцолита (Оленегорский массив) |                         | $Fe_4Mg_{50}Ca_{46}$                               | Не анализ.                                   | $Fe_{10}Mg_{90}$ | $Fe_{21}Al_{28}Mg_{30}Cr_{21}$     | 1110                            |
| Пироксенит (Солдатский массив)       |                         | $Fe_5Mg_{49}Ca_{46}$                               | $Fe_{11}Mg_{87}Ca_2$                         | $Fe_{12}Mg_{88}$ | ?                                  | 854                             |
| Лерцолит (Солдатский массив)         |                         | $Fe_3Mg_{51}Ca_{46}$                               | $Fe_8Mg_{90}Ca_2$                            | $Fe_9Mg_{91}$    | $Fe_{18}Al_{23}Mg_{33}Cr_{26}$     | 1129                            |

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе.

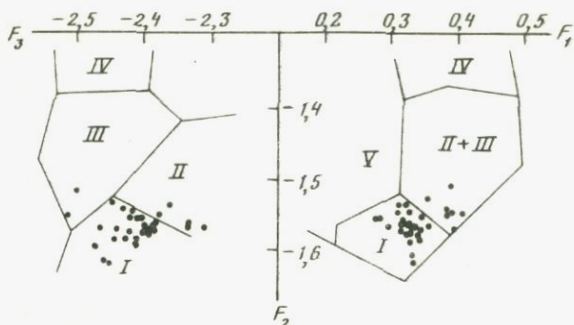


Рис. 25. Габброиды Оленегорского массива на диаграмме Пирса [Pearce, 1976]

I — океанические толеиты; II — островодужные толеиты; III — известково-щелочные базальты островных дуг; IV — шозониты; V — базальты континентов и океанических островов

лерцолитов температура кристаллизации около  $1100^{\circ}$ , для оливин-двупироксеновых габбро и габбро-норитов — около  $1000^{\circ}$  С (см. табл. 10).

Основными особенностями химизма (табл. 11) описываемых пород являются: 1) непрерывное увеличение железистости от 8% в гипербазитах до 44% в габбро-диабазе и диабазе; 2) увеличение содержания Ti от 0,1% в оливиновых габбро до 2,1% в диабазе, наблюдается прямая корреляция между  $f$  и содержанием  $TiO_2$ ; 3) устойчивая корреляция Cr, Ni, Co и V с железистостью пород; для V прямая, для остальных обратная; 4) исключительно низкие содержания  $K_2O$  для всех групп, что сближает породы фундамента с аналогичными породами дна океанов, на дискриминационных диаграммах габброиды занимают поле океанических толеитов (рис. 25); 5) высокое содержание Ni и Cu в троктолит-габбровой ассоциации, что связано с сульфидной минерализацией. Анализ петрохимических и геохимических характеристик описываемых пород показывает, что они образуют единый и непрерывный ряд от гипербазитов до диабазов.

Возраст Оленегорского массива определялся К—Аг-методом [Высоцкий, Грачева, 1981]. Для анализа были взяты два образца крупнозернистых диаллаговых габбро (устье р. Стремительной и долина р. Оленьей) и один образец из дайки прорывающих их диабазов (табл. 12). При расчете возраста использовались следующие константы:  $\lambda_K = 0,0575 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ ;  $\lambda_{Ar} = 0,472 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$ . Ошибка анализов лаборатории, определенная путем статистической обработки данных внутреннего контроля, в пределах  $\pm 5\%$ . Несмотря на то что анализам подверглись в той или иной степени измененные породы, они дали сходные результаты по разным их типам, так что дата 870—950 млн лет (конец позднего рифея—начало венда) отражает, вероятно, реальные геохимические события и фиксирует верхний возрастной предел Оленегорского массива.

Метаморфические породы кристаллического яруса на п-ове Камчатский Мыс представлены амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, гранат-биотит-амфибол-плагноклаз-кварцевыми, хлорит-эпидот-муско-

Таблица 11

Химический состав магматических пород кристаллического яруса п-ова Камчатский Мыс

| Компоненты                     |       |        |       |       |       |       |       |        |       |       |       |        |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
|                                | 1(1)  | 2(3)   | 3(2)  | 4(5)  | 5(7)  | 6(1)  | 7(1)  | 8(1)   | 9(11) | 10(5) | 11(7) | 12(12) |
| SiO <sub>2</sub>               | 42,36 | 42,58  | 51,26 | 38,65 | 40,79 | 43,04 | 43,76 | 48,36  | 46,19 | 47,85 | 48,23 | 49,21  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,00  | 0,00   | Сл.   | 0,26  | 0,36  | 0,49  | 0,10  | 0,54   | 0,34  | 1,29  | 1,51  | 1,38   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,54  | 0,48   | 0,95  | 1,72  | 8,50  | 15,92 | 22,85 | 14,02  | 18,95 | 16,97 | 15,74 | 15,41  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,08  | 1,07   | 1,20  | 5,80  | 3,74  | 1,27  | 0,19  | 1,81   | 1,10  | 2,29  | 2,52  | 2,08   |
| FeO                            | 6,88  | 6,93   | 3,08  | 2,00  | 5,87  | 4,97  | 4,61  | 6,77   | 4,33  | 6,87  | 7,68  | 7,45   |
| MnO                            | 0,30  | 0,29   | 0,14  | 0,15  | 0,20  | 0,16  | 0,11  | 0,17   | 0,11  | 0,17  | 0,16  | 0,14   |
| MgO                            | 43,47 | 45,49  | 21,86 | 35,88 | 25,41 | 8,28  | 10,64 | 11,13  | 7,90  | 7,86  | 8,18  | 8,24   |
| CaO                            | 2,99  | 0,70   | 18,47 | 1,67  | 5,85  | 19,59 | 12,41 | 13,11  | 15,35 | 10,98 | 10,59 | 10,67  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,00  | 0,03   | 0,08  | 0,15  | 0,38  | 0,38  | 1,31  | 1,79   | 1,77  | 2,78  | 2,50  | 2,63   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,00  | 0,03   | 0,08  | 0,02  | 0,03  | 0,06  | 0,00  | 0,09   | 0,08  | 0,12  | 0,13  | 0,10   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,25  | 0,52   | 0,42  | 0,02  | 0,02  | 0,03  | 0,00  | 0,14   | 0,04  | 0,08  | 0,05  | 0,06   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,91  | 0,30   | 0,00  | —     | —     | —     | —     | 0,30   | —     | —     | —     | —      |
| П.п.п.                         | 0,70  | 1,59   | 2,15  | 13,06 | 8,32  | 5,08  | 3,67  | 2,22   | 3,30  | 2,65  | 2,61  | 2,53   |
| Сумма                          | 99,78 | 100,01 | 99,69 | 99,38 | 99,47 | 99,81 | 99,65 | 100,45 | 99,46 | 99,91 | 99,90 | 99,90  |
| Ni                             | 2300  | 1600   | 500   | 892   | 871   | —     | 400   | 100    | 265   | 130   | 116   | 136    |
| Co                             | 700   | 473    | 215   | 131   | 181   | —     | 150   | 150    | 50    | 44    | 35    | 40     |
| Cr                             | 1300  | 700    | 875   | 161   | 165   | —     | 500   | 120    | 162   | 185   | 86    | 172    |
| V                              | 21    | 13     | 33    | 77    | 25    | —     | 23    | 100    | 64    | 169   | 112   | 136    |
| Cu                             | 33    | 13     | 13    | 54    | 210   | —     | 80    | 53     | 174   | 215   | 175   | 142    |

Примечание. 1—3 — Солдатский массив (1 — лерцолит, 2 — гарибургит, 3 — клинопироксенит); 4—12 — Оленегорский массив (4 — серпентиниты, 5 — троктолиты, 6 — оливиновое лейкократовое габбро, 7 — оливин-двупироксенное габбро, 8 — габбро-норит, 9 — диаллаговое габбро, 10 — мелкозернистое габбро, 11 — габбро-диабазы, 12 — диабазы даек). В скобках — число анализов.

вит-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, а также актинолитовыми и глаукофановыми сланцами. Контактные взаимоотношения с вмещающими породами повсеместно тектонические. Петрологическое изучение гранатовых амфиболитов позволило установить в них наличие двух разновозрастных минеральных ассоциаций (реликтовой и новообразованной). Об этом же свидетельствует и сложная (полиметаморфическая) зональность в гранатах. Температурные параметры первого метаморфизма установлены по реликтовым парагенезисам (ядро граната — ядро роговой обманки), второго — по новообразованным (внешняя оболочка граната — актинолит); они соответствуют 490—510 и 430—450° С. По геохимическим особенностям (табл. 13) амфиболиты фундамента схожи с амфиболитами дна современных океанов, что свидетельствует об образовании их по одинаковым первично-вулканогенным породам.

Возможным аналогом Оленегорского и Солдатского массивов является Кроноцкий массив, расположенный в верховьях рек Лотон, Кротон и Уколка на западном склоне Восточного хребта. Он сложен серпентинизированными лерцолитами, в меньшей степени дунитами и пироксенитами. Пироксениты образуют линзы и жилы, дуниты — прослои в лерцолитах и гарибургитах. К северной части массива приурочены габбро-амфиболиты и амфиболитизированные габбро, кото-

рые образуют обширные вытянутые поля. С магматическими породами массива ассоциируют различные метаморфические породы — амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гнейсовидные габбро-амфиболиты. Контакты массива с позднемезозойскими породами тектонические, пологому (15—25, редко до 65°) надвику. Кайнозойские отложения с разрывом налегают на массив. Данные по внутренней структуре массива (субгоризонтальное залегание прослоев дунитов) и субгоризонтальное залегание вмещающих пород послужили В.А. Селиверстову [1978] основанием для заключения о пластовой форме

Таблица 12  
Данные определения изотопного возраста  
Оленегорского массива

| Порода                             | К, %  | K <sup>40</sup> , г/г·10 <sup>-7</sup> | Ar <sup>40</sup> , г/г·10 <sup>-7</sup> | Ar <sup>40</sup> /K <sup>40</sup> , г/г | Возраст, млн лет |
|------------------------------------|-------|--|---|---|------------------|
| Крупнозернистое диаллаговое габбро | 0,09  | 1,098                                  | 0,069803                                | 0,06358                                 | 870,0            |
| То же                              | 0,11  | 1,342                                  | 0,09519                                 | 0,070932                                | 950,0            |
| Диабаз                             | 0,049 | 0,5978                                 | 0,03851                                 | 0,064426                                | 880,0            |

Таблица 13  
Химический состав амфиболитов п-ова Камчатский Мыс

| Компоненты                     | В-259 | В-259/2 | В-262/2 | В-262/3 | В-262/4 |
|--------------------------------|-------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52,01 | 45,00   | 49,40   | 53,00   | 53,50   |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,36  | 2,96    | 2,31    | 0,83    | 1,07    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,25 | 12,19   | 12,00   | 11,96   | 14,72   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,48  | 8,32    | 2,36    | 1,53    | 3,16    |
| FeO                            | 7,27  | 9,41    | 10,78   | 7,50    | 6,93    |
| MnO                            | 0,21  | 0,29    | 0,26    | 0,82    | 0,17    |
| MgO                            | 6,67  | 5,57    | 6,43    | 10,43   | 6,20    |
| CaO                            | 10,72 | 11,77   | 10,96   | 8,37    | 11,22   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,87  | 2,03    | 3,04    | 2,74    | 0,12    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,40  | 0,32    | 0,36    | 0,39    | Следы   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,38  | 0,95    | 0,40    | 0,80    | 0,52    |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,30  | 0,00    | 0,70    | 0,10    | 0,00    |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,90  | 0,96    | 0,80    | 1,26    | 1,93    |
| CO <sub>2</sub>                | —     | —       | 1,54    | —       | —       |
| Сумма                          | 99,82 | 99,70   | 99,80   | 99,73   | 99,54   |
| Ni                             | 95    | 130     | 95      | 600     | 200     |
| Co                             | 140   | 180     | 170     | 200     | 170     |
| Cr                             | 150   | 65      | 205     | 380     | 120     |
| V                              | 190   | 320     | 240     | 400     | 180     |
| B                              | 6,0   | 12      | 5,0     | 10      | 6,0     |
| Cu                             | 90    | 7,0     | 57      | 250     | 150     |
| Zn                             | 62    | 150     | 70      | 160     | 62      |
| Pb                             | 1,0   | 1,0     | 1,0     | 2,5     | 1,7     |
| Ag                             | 0,014 | 0,024   | 0,018   | 0,040   | 0,016   |

залегания массива. На востоке Кроноцкого полуострова к породам фундамента относятся, по-видимому, амфиболиты, разнообразные гипербазиты, габбро-нориты и габбро-диабазы, которые наблюдались в виде глыбовых включений в серпентинитовом меланже [Разницын и др., 1985].

Вероятно, аналогичные комплексы вскрываются на о-ве Каргинском, п-ове Озерном и в других районах Восточной Камчатки [Долматов, Хотин, 1969; Долматов, 1972; Герман, Мельникова, 1975; Селиверстов, 1978].

В пределах Хавывенской возвышенности обнажается толща монотонно переслаивающихся зеленых сланцев и микрокварцитов, содержащая тела базитов и гипербазитов [Метаморфические..., 1973; Мельникова, 1976]. Породы Хавывенской возвышенности метаморфизованы в фациях зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Существенно кварцевые породы приурочены в основном к верхам разреза. Иногда встречаются реликты крупнозернистых сильно рассланцованных пород гранитного состава, трактуемые как реликты диафторированных гнейсов; скорее, они могли образоваться за счет субвулканических гранитоидов. Возраст пород Хавывенской воз-

вышенности проблематичен, однако их сходство с метаморфическими образованиями Корякского и Пенжинского хребтов позволяет отнести время их формирования предположительно к позднему докембрию—раннему палеозою [Шульдинер и др., 1979].

В районе Командорских островов непосредственных выходов пород фундамента на дневную поверхность нет. Однако изучение ксенолитов в олигоценовых отложениях контрастной базальт-риолитовой формации показало, что в основании Командорских островов залегают породы офиолитовой ассоциации [Цветков, Шмидт, 1982]. Включения представлены шпинелевыми лерцолитами и клинопироксенитами, габброидами, габбро-норитами и габбро-анортозитами. Лерцолитовые включения состоят из оливина  $Фa_{10}$ , эндиопсида, энстатита и хромшпинелида. Минералы свежи и лишены следов перекристаллизации. Клинопироксениты образованы авгитом с включениями Са-содержащего оливина и хромшпинелида. Габбро-нориты состоят из лабрадора, бронзита, авгита и титаномагнетита. В некоторых разностях отмечается присутствие оливина. Анортозиты и габбро-анортозиты сложены лабрадором с примесью авгита. Встречаются переходы от габбро-анортозитов к габброидам. По заключению А.А. Цветкова и О.А. Шмидта, изученные ими ксенолиты принадлежат расслоенному комплексу. Сравнение особенностей состава минералов из включений в командорских эффузивах и из офиолитов п-ова Камчатский Мыс показывает их близость. Измененные габброиды, драгированные в основании Командорских островов [Высоцкий, Михайлик, 1980], по химизму также сопоставимы с габброидами п-ова Камчатский Мыс.

На хребте Ширшова кристаллический ярус сложен амфиболитами, долеритами, кварц- и биотитсодержащими габбро [Богданов, Непрочнов, 1984; Непрочнов и др., 1985]. По хребту Бауэrsa данных о субстрате нет. На возвышенности Обручева в результате драгирования [Васильев, Удинцев, 1982] обнаружены образования кристаллического яруса. Они представлены биотитовыми гнейсами, кварцитами, биотит-амфиболовыми гранито-гнейсами, мраморами, причем Б.И. Васильев сравнивает их с образованиями Ганальского хребта. Правомерность такого сравнения пока не ясна, поскольку в работе не приводится детального описания поднятых пород, однако факт обнаружения метаморфических пород заслуживает внимания.

**Вулканогенно-осадочный ярус<sup>1</sup>.** Вулканогенно-осадочный ярус фундамента Камчатско-Алеутского блока образован верхнемезозойскими, в основном верхнемеловыми комплексами, которые представлены преимущественно кремнисто-вулканогенными образованиями. Их описание приведено в последовательности с запада на восток (табл. 14).

В Срединном хребте Камчатки они образуют ирунейскую (сенон) и кирганикскую (маастрихт—даний) свиты. В Северной части Срединного хребта (Лесновское поднятие) ирунейская свита может быть разделена на три толщи частично надстраивающих, а частично

<sup>1</sup> Раздел (кроме описания п-ова Камчатский Мыс и Командорских островов) составлен по материалам М.Н. Шапиро.

Таблица 14  
Стратиграфия и формации Камчатско-Алеутского блока

| Возраст        | Срединный хребет   | Восточные хребты   | хребет Кумроч, о. Карагинский   | Восточные полуострова   | Командорские острова                                   |
|----------------|--|--|---|---|--|
| Q              | Базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты, тефра, пески, галечники   |  |   | Галечники, пески, глины   |  |
| N              | Базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты, туфы, туфобрекчии, конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты |  |   | Конгломераты, галечники, песчаники, пески, глины  | Андезиты, андезито-дациты, туфы, диатомиты, алевролиты |
| P              | Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты                        |  |   | Базальты, андезиты, туфы, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты |  |
| K <sub>2</sub> | Трахибазальты, андезито-базальты, туфопесчаники, трахиандезиты, туфы (кирганикская свита)                                  | Туфы, туфопесчаники, кремни, базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты (хапцкая свита) | Кремни, кремнистые аргиллиты, известняки, базальты, андезиты (вельовская свита) | Туфы, базальты, андезиты, кремни (каменная свита)                                       | ?  |
|                | Грубообломочные туфы, аргиллиты, кремни, андезиты, базальты (верхи ирунейской свиты)                                       | Туфы, базальты, меймечиты, кремни, граувакки (валагинская серия)                           |   | Туфы, туфоспилициты, кремнистые сланцы, базальты, яшмы, известняки (африканская серия)  | Базальты, спилиты, туфы                                |
|                | Базальты, аргиллиты, кремни, известняки, (низи ирунейской свиты)   |  |   |   |  |
|                |  |  |   |   |  |
| K <sub>1</sub> |  |  |   |   |  |
| до K           | Эпидотовые, гранатовые амфиболиты, зеленые сланцы, кварциты, амфиболовые гнейсы, габбро, гипербазиты                       |  |   |   |  |

замещающих друг друга при движении от западных склонов хребта к восточным. Нижняя толща — это чередование подушечных базальтов с зеленовато-серыми тонкозернистыми туфогенно-осадочными породами, содержащими редкие линзы массивных базальтов и диабазов. Верхняя толща, развитая только на восточных склонах хребта, сложена главным образом относительно грубообломочными туфами, разделенными пачками кремнистых аргиллитов и кремней. Туфы имеют андезито-базальтовый и более кислый состав и содержат потоки эффузивов, среди которых базальты редки, а преобладают более кислые породы вплоть до липаритов. Большая часть потоков имеет массивное строение. Очень много мелких субвулканических тел, по составу, а иногда и по структурам аналогичных излившимся породам. Для средних эффузивов характерны плагиопорфиновые разности, иногда с кристаллами плагиоклаза до 1 см. Кислые породы, как правило, флюидалные, афировые или с мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Иногда в них почти полностью сохраняется нераскристаллизованное стекло, что говорит о слабом проявлении вторичных изменений.

На юге Срединного хребта в востoku от массива метаморфических пород верхний мел сложен главным образом слоистыми туфами, в нижней части разреза переслаивающимися с кремнями. Вверх по разрезу увеличивается количество грубообломочных туфов и туфогенно-осадочных пород и появляются эффузивы, в верхах разреза имеющие отчетливо выраженный щелочной характер. Эта верхняя часть разреза, сложенная туфобрекчиями, туфоконгломератами и щелочными эффузивами, выделяется в кирганикскую свиту, которая, по данным М.Н. Шапиро, согласно залегает на ирунейской, частично замещающая ее по простирацию. Среди кирганикских эффузивов преобладают трахибазальты, но широко распространены как более щелочные, так и более кислые породы (абсарокиты, лейцититы, шонкиниты, трахиандезито-базальты и трахиандезиты) [Флеров, Колосков, 1976].

Восточнее, в осевой зоне восточных хребтов Камчатки, к верхнему мелу относятся валагинская серия (сенон ?) и хапицкая свита (маастрихт—даний), а также их аналоги на о-ве Карагинском. В северной части Валагинского хребта эффузивы приурочены к верхней части валагинской серии: попутновской и алешкинской свитам [Селиверстов, Гречин, 1979]. Попутновская свита — это зеленокаменно-измененные туфы с горизонтами эффузивов, главным образом субщелочных базальтов. Алешкинская свита сложена в основном ультраосновными туфами и лавами, состав которых неоднократно освещался в литературе. Исследования последних лет показали, что ультраосновные эффузивы (меймечиты или коматиты) являются характерными элементами верхнемезозойских кремнисто-вулканогенных комплексов Корякско-Камчатского региона [Вулканические..., 1984].

Хапицкая свита в осевой части хребта Кумроч — это чрезвычайно изменчивый комплекс, сложенный слоистыми туфами и туфогенно-осадочными породами, местами, прежде всего там, где преобладают туфобрекчии и туфоконгломераты, содержащий многочисленные горизонты лав: главным образом базальтов, в меньшей степени ан-

дезито-базальтов и андезитов и еще реже дацитов. Базальты как массивные, миндалекаменные, со шлаковидными корочками на границах потоков, так и подушечные, часто переходящие в гиалокластиты. Преобладают плагиофировые и пироксен-плагиофировые разности, причем вкрапленники плагиоклаза достигают 1,5 см. В целом же состав вулканогенных пород хапицкой свиты более кислый, чем базальтовый, так как подавляющая часть мелкообломочных туфов и туфогенно-осадочных пород содержит фрагменты кислой пемзы, а также кристаллы роговой обманки и биотита.

Своеобразен комплекс эффузивов, также относящийся к хапицкой свите, но развитый на юго-восточных склонах хребта Кумроч, в бассейнах рек Пятой и Шестой. Эффузивы ассоциируют здесь главным образом с тонкообломочными туфами и кремнями, а в их составе резко преобладают относительно кислые разности, в то время как базальты играют подчиненную роль.

Еще восточнее, на восточных склонах Восточного хребта, развита ветловская свита, относящаяся к маастрихту и данию, но, возможно, и несколько более молодая [Петрина и др., 1983]. Вулканы приурочены здесь к наиболее низким (а может быть, просто к более восточным) частям разреза, сложенного главным образом кремнистыми аргиллитами и слоистыми кремнями. Туфогенный материал в этих породах есть, но тонкообломочный и явно аллохтонный. С потоками подушечных лав и линзами гиалокластитов часто ассоциируют сургучные яшмы с небольшими "желваками" красных и палевых пелитоморфных известняков. Среди эффузивов преобладают базальты, часть которых сохраняет стекловатое строение основной массы. Это афировые породы, петрографически близкие к базальтам нижней толщи ирунейской свиты. Наряду с базальтами встречаются потоки более кислых эффузивов вплоть до липаритов.

На о-ве Карагинском с ветловской свитой сопоставляются толщи, развитые в его юго-восточной части. От типичной ветловской свиты они отличаются широким развитием туфовых пачек в низах разреза и более широким стратиграфическим диапазоном распространения эффузивов. Часть базальтов петрографически близка к ветловским, но появляется много плагиопорфировых разностей. Так же, как и в хребте Кумроч, наряду с базальтами большую роль играют и более кислые породы, вплоть до андезито-дацитов и даже липаритов.

Вулканогенно-кремнистые образования п-ова Камчатский Мыс выделены в африканскую серию, разделенную на две свиты — смагинскую и пикежскую [Хотин, 1976]. Смагинская свита и низы пикежской характеризуются общими чертами, что послужило поводом для объединения их в эффузивно-туфово-кремнистую формацию. В формации преобладают тонкообломочные пирокластические породы и их кремнистые разности, железистые аргиллиты; подчиненное значение имеют эффузивы, яшмы и известняки. Нижняя часть формации сложена кремнистыми псаммитовыми и алевропсаммитовыми туфами зеленого и бурого цвета, переслаивающимися с бурыми железистыми аргиллитами и потоками базальтов; местами развиты много-

численные линзы и прослои кремней, яшм, потоки эффузивов. Характерной особенностью средней части является появление в разрезе пачек тонкого переслаивания известняков и красных яшм. Верхняя часть состоит почти исключительно из буро-зеленых и зеленых алевропелитовых туфов с прослоями и линзами зеленых кремней. Общая мощность формации 1500—1800 м. Верхние слои африканской серии (верхняя пикежская подсвита) образованы терригенными породами — субаркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами [Хотин, 1976; Шапино, 1976]. Возраст африканской серии определяется как верхнемеловой, но, по последним данным, самые нижние ее части относятся, судя по наличию позднеюрских—раннемеловых радиолярий и К—Аг-датировкам базальтов (117 млн. лет., аналитик А.А. Грачева) [Высоцкий, 1983], к нижнему мелу.

На Кроноцком полуострове верхнемеловые эффузивы объединены в каменистую свиту [Хубуная, 1984], которая представлена чередованием мощных, до нескольких десятков метров, покровов и потоков шаровых лав базальтового и андезитового состава, прослоев вулканических брекчий, гиалокластитов, туфоконгломератов, туффитов, яшмовидных туфосилицитов и фтанитов с остатками скелетов радиолярий, туфов базальтового, андезитового и дацитового состава. В подчиненном количестве присутствуют осадочные породы — вулканомиктовые и туфогенные песчаники и алевролиты. Особенности разреза в целом, пестрый состав пирокластических пород, присутствие в нем большого количества грубых вулканогенно-осадочных пород — туфоконгломератов, туфобрекчий, туфогравелитов, заключение об относительно мелководной среде обитания радиолярий, а также островодужная геохимическая специфика базальтов позволяют считать, что сенонские толщи Кроноцкого полуострова являются фрагментами бывшей островной дуги. Специфической особенностью кроноцких вулканитов, присущей не только меловым, но и палеогеновым разрезам, является существенное преобладание в них высокоглиноземистых плагиотолитов.

Драгирование подводных склонов Командорских островов показало, что их основание сложено зеленокаменно-измененными базальтами, диабазами и габбро-диабазами с изотопным возрастом 75—94 млн лет (верхний мел) [Высоцкий, Михайлик, 1980]. Аналогов этих пород на суше Командорских островов не обнаружено, исключая ксенолиты в лавах командорской серии [Шмидт, 1978]. Возможно, что аналогичные базальты входят в состав комплекса пород фундамента, обнажающихся на Ближних островах. Драгированные породы характеризуются довольно значительными изменениями с образованием минералов группы хлорита, эпидота, альбита, пренита, цеолитов и т.п., что заметно искажает первичный химический состав. Петрохимические особенности наименее измененных разностей показывают, что они соответствуют группе насыщенных кремнекислотой высокоглиноземистых базальтоидов с ярко выраженной натровой специализацией и относительно пониженными содержаниями Ti и K. Базальтоиды принадлежат к толеитовой и известково-щелочной островодужным сериям. Андезиты среди них отсутствуют.

Таблица 15  
Состав меловых вулканитов Камчатки

| Оксид                          | 1     | 2     | 3             | 4             | 5             | 6             | 7     | 8             | 9             |
|--------------------------------|-------|-------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48,42 | 48,67 | 49,88<br>1,34 | 50,57<br>1,53 | 55,38<br>1,12 | 60,40<br>1,62 | 69,55 | 49,43<br>1,54 | 56,14<br>2,53 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,68  | 1,67  | 1,88<br>0,34  | 1,48<br>0,23  | 1,13<br>0,22  | 1,04<br>0,43  | 0,88  | 1,54<br>0,50  | 1,11<br>0,29  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,21 | 14,59 | 16,69<br>1,74 | 16,96<br>1,53 | 18,30<br>2,22 | 16,89<br>1,31 | 13,54 | 17,27<br>1,77 | 17,32<br>1,60 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,95  | 6,73  | 4,98<br>1,66  | 4,10<br>2,42  | 2,07<br>0,80  | 2,45<br>0,86  | 2,45  | 4,68<br>1,76  | 4,85<br>0,76  |
| FeO                            | 8,52  | 4,75  | 6,23<br>1,63  | 5,15<br>1,95  | 6,22<br>1,41  | 5,42<br>1,33  | 4,37  | 5,30<br>1,49  | 3,03<br>4,11  |
| MgO                            | 6,44  | 6,21  | 6,56<br>1,40  | 7,47<br>1,39  | 5,70<br>1,35  | 3,31<br>0,96  | 1,60  | 9,10          | 5,54<br>1,27  |
| CaO                            | 8,65  | 10,20 | 9,05<br>1,56  | 9,44<br>2,22  | 3,80<br>1,67  | 3,18<br>1,55  | 1,53  | 8,69<br>2,59  | 5,08<br>2,35  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,33  | 3,21  | 3,41<br>0,67  | 3,70<br>0,88  | 5,15<br>0,99  | 5,87<br>0,86  | 4,72  | 3,56<br>1,03  | 4,48<br>1,15  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,31  | 0,55  | 0,85<br>0,48  | 0,46<br>0,44  | 1,63<br>0,95  | 0,78<br>0,48  | 0,47  | 0,69<br>0,62  | 1,98<br>1,26  |

|  | 10            | 11            | 12    | 13    | 14            | 15            | 16            | 17            | 18            | 19            |
|--|---------------|---------------|-------|-------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
|  | 65,76<br>4,02 | 50,69<br>1,51 | 55,74 | 51,80 | 55,64<br>2,16 | 66,73<br>3,58 | 50,70<br>1,37 | 56,00<br>2,04 | 61,90<br>1,94 | 68,84<br>3,66 |
|  | 0,68<br>0,25  | 1,06<br>0,19  | 1,22  | 0,72  | 1,07<br>0,69  | 0,75<br>0,20  | 1,15<br>0,09  | 0,90<br>0,21  | 0,90<br>0,08  | 0,75<br>0,17  |
|  | 15,58<br>1,19 | 16,67<br>1,82 | 15,74 | 18,50 | 16,43<br>1,42 | 14,42<br>1,14 | 17,98<br>1,41 | 18,01<br>2,79 | 16,75<br>1,32 | 14,66<br>1,49 |
|  | 2,50<br>1,06  | 5,07<br>1,08  | 4,01  | 7,31  | 6,72<br>1,09  | 4,75<br>1,28  | 6,20<br>1,92  | 4,15<br>1,49  | 2,72<br>0,37  | 2,20<br>0,93  |
|  | 2,86<br>1,29  | 6,75<br>1,91  | 6,44  | 2,01  | 4,98<br>0,81  | 2,47<br>0,58  | 5,58<br>1,38  | 4,03<br>1,85  | 3,76<br>0,55  | 2,67<br>0,80  |
|  | 2,78<br>0,59  | 5,99<br>1,12  | 5,26  | 5,91  | 4,76<br>1,06  | 2,03<br>0,73  | 5,32<br>0,88  | 4,38<br>2,61  | 2,41<br>0,22  | 1,66<br>0,70  |
|  | 2,54<br>1,04  | 8,98<br>1,32  | 5,55  | 6,88  | 4,98<br>1,57  | 1,84<br>0,64  | 7,78<br>3,00  | 4,90<br>1,79  | 4,49<br>1,91  | 2,28<br>1,38  |
|  | 4,53<br>1,02  | 3,20<br>0,57  | 3,95  | 4,08  | 4,19<br>1,35  | 5,35<br>0,69  | 4,19<br>1,29  | 4,83<br>1,26  | 3,61<br>1,00  | 4,33<br>1,62  |
|  | 2,24<br>1,12  | 0,90<br>0,45  | 1,34  | 1,78  | 0,88<br>0,37  | 1,28<br>0,73  | 6,96<br>0,34  | 2,32<br>0,39  | 2,84<br>1,91  | 2,00<br>1,14  |

Примечание. Составил М.Н. Шапиро по оригинальным и литературным данным. Формации: 1—10 — океанические, 11—15 — промежуточные, 16—28 — островодужные. Показаны средние составы (числитель) и среднеквадратические отклонения (знаменатель) для следующих групп пород (в скобках — число анализов): 1 — африканская серия, низы [Высоцкий, 1983]: базальты (4); 2 — африканская серия [Хотин, 1976]: базальты (11), андезито-базальт (1); 3 — ирунейская свита, низы: базальты (25), андезито-базальт (1); 4—10 — ветловская свита (с учетом данных Г.П. Авдейко и др.) [Вулканогенно-кремнистые..., 1974]: 4—7 — о. Карагинский: 4 — базальты (23), 5 — андезито-базальты (12), 6 — андезиты (4), андезито-дациты (3), 7 — липарит (1), 8—10 — хребет Кумроч: 8 — базальты (28), 9 — андезито-базальты (4), андезит (1), 10 — андезито-дациты (12), дацит (1); липарит (1); 11, 12 — ирунейская свита, средняя толща: 11 — базальты (11), 12 — андезито-базальты (2), андезит (1); 13—15 — хапичская свита, юго-восточная часть хребта Кумроч: 13 — базальт (1), 14 — андезито-базальты (10), андезит (1), 15 — андезито-дациты (2), дациты (8), липарит (1); 16—19 — ирунейская свита, верхи: 16 — базальты (5), 17 — андезито-базальты (7), 18 — андезиты (2), андезито-дациты (5), 19 — дациты (7), липариты (5); 20—22 — киргалинская свита [Флеров, Колосков, 1976]: 20 — калиевые щелочные базальтоиды (6), 21 — трахибазальты (18), 22 — трахиандезито-базальты, трахиандезиты (6); 23, 24 — валагинская серия [Селиверстов, Гречин, 1979]: 23 — базальты (23), 24 — андезито-базальты (3); 25—27 — хапичская свита, осевая часть хребта Кумроч (с учетом данных В.А. Селиверстова [1978]): 25 — базальты (53), 26 — андезито-базальты (17), 27 — андезиты (4), андезито-базальты (2), дациты (4); 28 — каменная свита [Хубуная, 1984]: базальты (28).

| Оксид                          | 20    | 21    | 22    | 23            | 24    | 25            | 26            | 27            | 28    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|---------------|-------|---------------|---------------|---------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48,54 | 49,76 | 54,84 | 50,20<br>1,35 | 51,96 | 50,72<br>1,29 | 54,00<br>1,11 | 62,54<br>2,89 | 49,64 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,68  | 0,65  | 0,61  | 0,80<br>0,19  | 0,76  | 0,80<br>0,20  | 0,73<br>0,22  | 0,53<br>0,17  | 0,73  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,62 | 16,61 | 15,77 | 15,59<br>1,82 | 16,55 | 17,54<br>2,46 | 17,71<br>1,86 | 16,91<br>1,41 | 18,95 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,90  | 4,66  | 4,39  | 6,39<br>2,66  | 5,14  | 5,73<br>1,29  | 4,80<br>1,83  | 3,77<br>1,00  | 5,26  |
| FeO                            | 5,13  | 4,30  | 3,98  | 3,86<br>2,60  | 4,27  | 4,21<br>1,07  | 4,02<br>1,16  | 2,64<br>0,80  | 5,90  |
| MgO                            | 5,99  | 5,65  | 3,69  | 7,53<br>1,95  | 5,54  | 6,89<br>2,23  | 5,18<br>1,97  | 2,56<br>0,87  | 5,24  |
| CaO                            | 10,77 | 8,60  | 6,53  | 9,65<br>1,94  | 6,29  | 9,08<br>1,86  | 7,21<br>2,17  | 4,59<br>1,46  | 10,10 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,86  | 2,84  | 3,54  | 3,26<br>0,88  | 4,54  | 3,25<br>0,78  | 3,86<br>1,14  | 4,46<br>1,06  | 3,32  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,73  | 3,50  | 4,02  | 2,04<br>0,94  | 1,40  | 1,26<br>0,54  | 1,83<br>0,71  | 1,65<br>0,66  | 0,43  |

На хребте Ширшова к вулканогенно-осадочному слою относятся кремнисто-глинистые, кремнистые и туфотерригенные отложения и базальты верхнемелового и палеогенового возраста. Среди них выявлены кварциты, содержащие средне- и поздне триасовые радиолярии и конодонты [Тектоническое..., 1985]. Это показывает, что в составе комплекса заключены реликты достаточно древней океанической коры, как это имеет место в Корякии и, как можно предполагать, в камчатских районах. Верхние слои чехла представлены слабо литифицированными алевролитами, аргиллитами, диатомовыми

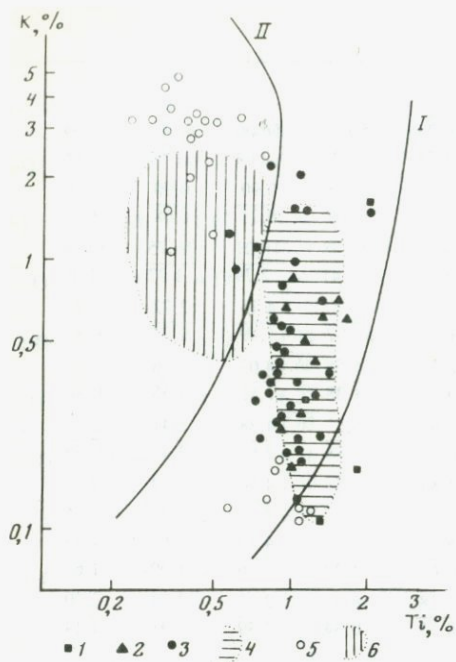


Рис. 26. Составы меловых базальтоидов Камчатки. Составил М.Н. Шапиро (см. табл. 15)

1, 2 — африканская серия, части: 1 — нижние, 2 — средние и верхние; 3 — ветловская серия; 4 — ирунейская серия, низы (26 образцов); 5 — кирганская свита; 6 — хапичская свита (52 образца). I, II — кривые океанических и островодужных базальтов по Б.Г. Лутцу [1980]

илами и турбидитами кайнозоя [Initial reports..., 1973]. Верхняя (кайнозойская) часть вулканогенно-осадочного яруса известна и на хребте Бауэрса.

На возвышенности Обручева скважиной DSDP вскрыты щелочные базальты, на которых залегают маастрихтские известковые илы [Initial reports..., 1973].

В формационном отношении особый интерес представляют самые древние толщи вулканогенно-осадочного яруса (если не

считать плохо изученные триасовые отложения хребта Ширшова) — нижние горизонты африканской серии, вскрывающиеся в останцах на мысу Камчатском и в долине рек Каменная и Камчатская. В них преобладают типичные океанические толеиты, которые характеризуются высокими содержаниями Ti (до 2,5%) и низкими K (0,17—0,30%). На соответствующей диаграмме (рис. 26, табл. 15) эффузивы африканской серии дают тренд, близкий к океаническим толеитам, причем анализы эффузивов из наиболее низких горизонтов серии ложатся непосредственно на линию тренда. Эти эффузивы ассоциируют с кремнистыми породами, содержащими большое количество радиолярий, и кремнисто-туфовыми прослоями. Туфовый материал представлен обломками алевролитовой размерности, зачастую интенсивно переработанными вторичными процессами; лишь в более высоких горизонтах африканской серии роль и размерность туфогенных пород увеличиваются. Все это свидетельствует о формировании нижних горизонтов серии в глубоководных условиях, сходных с современной обстановкой в океанах.

Природа более молодых формаций и проявлений вулканизма на Камчатке и Командорах дискуссионна. Неоднократно высказывалось мнение о существовании здесь океанических условий до конца мела. В пользу этого говорят прежде всего исключительно морские и, по-видимому, относительно глубоководные условия накопления осадков и преобладание базальтоидов среди большинства вулканических серий. Однако мощность, измеряемая километрами, чередование вулканитов с мощными осадочными пачками, широкое развитие туфовых фаций и быстрая изменчивость говорят против такого заключения.

Полное отсутствие конденсированных пачек пелагических осадков и субаркозовый состав ряда песчаных толщ (пикежские песчаники на п-ове Камчатский Мыс, дроздовская свита хребта Кумроч и др.) также не согласуются с предположением о существовании здесь древнего океана.

Верхнемеловые вулканогенные ассоциации Камчатско-Алеутского блока можно разделить на две основные группы. К первой относятся вулканы нижней толщи ирунейской свиты и ветловской свиты Восточного хребта и о-ва Карагинского, большая часть африканской серии. Для этих формаций наиболее характерны подушечные афировые базальты в ассоциации с гиалокластитами и иногда в сочетании с небольшим количеством яшм и реже пелитоморфных известняков. Эффузивы приурочены к мощным песчано-глинистым толщам (верхняя часть ветловской свиты о-ва Карагинского), к толщам кремнистых аргиллитов и кремней (ирунейская свита, ветловская свита хребта Кумроч) или же к пестрым по составу туфокремнисто-глинистым разрезам (нижняя часть ветловской свиты о-ва Карагинского). В этих толщах туфогенный материал генетически не связан с развитыми здесь эффузивами и является аллохтонным элементом формации, транспортированным из других зон.

В петрохимическом отношении базальты этой группы формаций, так же как и более древние базальты африканской серии на п-ове Камчатский Мыс, резко отличаются от остальных верхнемеловых эффузивов Камчатки прежде всего повышенным содержанием  $TiO_2$  (см. рис. 26). Содержания  $K_2O$  в них, наоборот, относительно низкие, в то время как средние содержания  $Na_2O$  слегка повышены. В целом же по содержанию титана и щелочей базальты этих формаций образуют достаточно однородную, хорошо обособленную на диаграммах группу. Эта группа близка к толеитам современных рифтовых зон океанов и краевых морей и отличается от них все же более высокими содержаниями щелочей и прежде всего  $K$ . На содержания этого компонента могли повлиять процессы вторичного изменения эффузивов, о чем, в частности, говорят большие отклонения отдельных данных от среднего значения. Однако другое отличие — повышенные содержания глинозема — объяснить вторичными процессами труднее, тем более что петрографические описания не дают оснований для такого заключения. По этому показателю базальты описываемой группы отличаются не только от абиссальных толеитов, но и от базальтов африканской серии.

По содержанию  $Mg$  различаются базальты ирунейской свиты с относительно низкими содержаниями этого элемента и базальты ветловской свиты, в которых его значительно больше, особенно в хребте Кумроч, где развиты наиболее магнезиальные из меловых базальтов Камчатки. Поэтому на диаграмме Дж. Пирса, например, ветловские базальты попадают главным образом в океаническое поле, в то время как базальты ирунейской свиты тяготеют к границе океанического и островодужного полей (рис. 27). Андезито-базальты ветловской свиты отличаются от базальтов прежде всего резко повышенным содержанием  $K$  (по сравнению с базальтами оно возрастает в 3—4 ра-

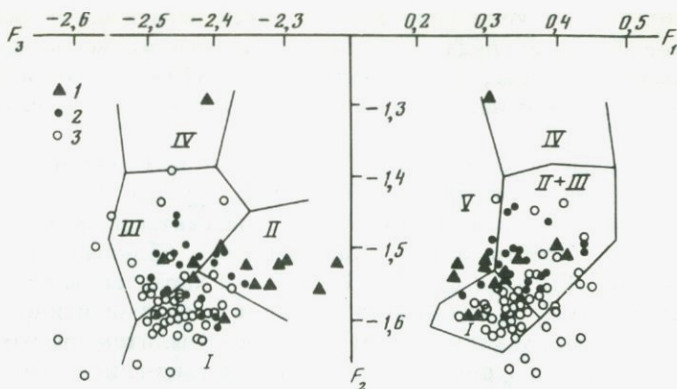


Рис. 27. Меловые базальтоиды Камчатки (океанический тип) на диаграмме Дж. Пирса [Pearce, 1976]. Составил М.Н. Шапиро

1 — африканская серия; 2 — ветловская свита; 3 — низы ирунейской свиты. Обозначения полей см. на рис. 25

за). Количество Na повышается, но не так резко. Количество Ti заметно уменьшается, но остается повышенным по сравнению с андезито-базальтами других формаций. Резко падают содержания Ca и Mg. Количество Fe почти не уменьшается, и поэтому резко возрастает железо-магниевое отношение.

Таким образом, намечаются существенные геологические и петрохимические отличия описанных вулканических ассоциаций от типичных океанических серий. Часть из них — большие мощности и переслаивание с различного типа осадками, не характерными для океанов, — может объясняться близостью мощных источников терригенного и туфогенного материала. Другая часть — большая щелочность и глиноземистость, большая роль андезито-базальтов и более кислых пород, а также специфический тренд их дифференциации, приближающийся к известково-щелочному, — иными глубинными условиями выплавления магм. Можно думать, что области накопления этих серий — это не типичные океаны, а узкие зоны с относительно тонкой корой, в какой-то мере отличной от океанической.

Другая группа верхнемеловых вулканических ассоциаций Камчатки включает верхнюю толщу ирунейской свиты и кирганикскую свиту в Срединном хребте, валагинскую серию и хапицкую свиту в Восточных хребтах и каменистую свиту на Кроноцком полуострове. Здесь потоки эффузивов приурочены к мощным, как правило грубообломочным туфогенным толщам, причем источники лавового и туфового материалов если не индентичны, то пространственно сближены. В палеогеографическом отношении это были относительные поднятия морского дна: островные вулканические дуги и их склоны. Однако в отличие от многих современных дуг они почти лишены шельфов, и мелководные осадки, как и значительные перерывы в разрезе, здесь практически отсутствуют.

По составу вулканитов эти зоны также близки к современным островным дугам. Это выражается прежде всего в пониженных сред-

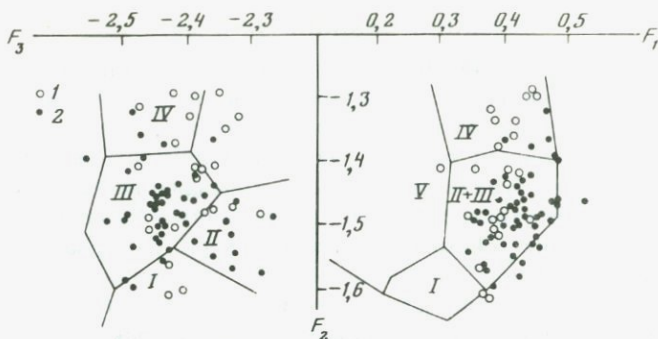


Рис. 28. Меловые базальтоиды Камчатки (островодужный тип) на диаграмме Дж. Пирса [Pearce, 1976]. Составил М.Н. Шапиро

1 — валагинская серия; 2 — хапицкая свита. Обозначения полей см. на рис. 25

них содержаниях  $Ti$ . По соотношению  $Ti$  и  $f$  они часто приближаются к современной дуге Тонга. Содержания  $K$  колеблются от очень низких в каменистой свите до очень высоких в валагинской серии и особенно в кирганикской свите. В соответствии с колебаниями содержаний  $K$  анализы базальтов этой группы формаций на диаграммах Дж. Пирса распределяются между полями низкокальциевых толеитов, известково-щелочной и шошонитовой серий (рис. 28). За исключением валагинской серии и каменистой свиты, эти комплексы содержат много средних, а иногда и кислых дифференциатов, по соотношению  $Fe$  и  $Mg$  относящихся к известково-щелочной серии пород. Относительная роль кислого материала, как правило, возрастает в туфах, слагающих основной объем этих формаций. Близость этих комплексов к современным островодужным ассоциациям несомненна, хотя существуют и некоторые важные отличия.

Наконец, некоторые комплексы по условиям своего накопления и по химизму занимают как бы промежуточную позицию. Примерами являются средняя толща ирунейской свиты Лесновского поднятия и хапицкая свита юго-восточных склонов хребта Кумроч, где эффузивы хотя и приурочены к толщам тонкообломочных туфов и кремнистых аргиллитов, но существенно отличаются от океанических по своему составу. В частности, базальты средней толщи ирунейской свиты по соотношению  $K$  и  $Ti$  в большинстве относятся к островодужному типу, а в составе хапицкой свиты на юго-востоке хребта Кумроч преобладают средние эффузивы, от андезито-базальтов до дацитов. В этих двух комплексах наиболее титанистыми являются не базальты, а андезито-базальты (что, по Б.Г. Лутцу [1980], является признаком островодужных толеитовых серий), но из-за малого количества анализов этот вывод нельзя считать достоверным. Среднекислые эффузивы юго-востока хребта Кумроч по своей железистости отвечают известково-щелочной группе пород.

Как видим, параллелизация верхнемеловых вулканических зон Камчатки с современными океаническими структурами и островными дугами представляет сложную проблему. Она будет дополнительно обсуждена ниже, в конце главы.

## ХОККАЙДО-САХАЛИНСКИЙ БЛОК

Хоккайдо-Сахалинский блок по своему строению очень близок Западно-Сихотэалинской складчатой зоне на континенте. Как и последняя, он представляет собой узкую шовную структуру, протягивающуюся меридиональной полосой на всю длину островов Сахалин и Хоккайдо. На о-ве Хоккайдо эта полоса раздваивается, образуя две зоны, разделенные узким сиалистическим клином Хидака [Accretion..., 1983]. На профилях сейсмозондирования кора описываемого блока, как и в Сихотэ-Алине, не распознается, что, видимо, объясняется незначительной шириной мафических зон, зажатых в виде узких клиньев между крупными Япономорским и Охотоморским сиалическими блоками.

Стратиграфический разрез Хоккайдо-Сахалинского блока (табл. 16) довольно однороден на всем протяжении структуры, хотя количество вулканитов по направлению с юга на север заметно уменьшается. На Сахалине, как и в Сихотэ-Алине, самые древние слои относятся к перми, но главный объем эвгеосинклинальных офиолитовых

Таблица 16  
Стратиграфия и формации Хоккайдо-Сахалинского блока

| Возраст          | о. Хоккайдо  | о. Сахалин  |
|------------------|--|---|
| N                | Конгломераты, песчаники, аргиллиты   |   |
| P                | Песчаники, аргиллиты.<br>До 3000 м   |   |
| K <sub>2</sub>   | Песчаники, аргиллиты,<br>конгломераты.<br>До 6000 м  | Песчаники, алевролиты<br><br>Аргиллиты  |
| J-K <sub>1</sub> | Песчаники, кремнистые сланцы,<br>основные эффузивы, граувакки,<br>известняки.<br>До 6000 м | Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, основные эффузивы, граувакки, яшмы, известняки<br>? |
| P?-T             | Глаукофановые и зеленые сланцы по эффузивам и туфам основного состава                      | Глаукофановые и зеленые сланцы по эффузивам основного состава, филлиты, кварциты                    |
| ?                | Амфиболиты, метагаббро, метагипербазиты  | Амфиболиты, кварц-гранатовые сланцы, метагаббро, метагипербазиты                                    |

Рис. 29. Составы базальтоидов Хоккайдо-Сахалинского блока [Kawada, 1962; Метаморфические..., 1973; Семенов, 1982; Koshimizu, Vamba, 1984; и др.]

1—3 — пермско-раннемезозойские мета-базиты; 4—6 — юрско-меловые базальтоиды. 1, 4 — о-в Хоккайдо; 2 — Сусунайский хребет; 3, 6 — Восточно-Сахалинские горы; 5 — Тонино-Анивский полуостров. I, II — поля составов океанических и островодужных базальтов

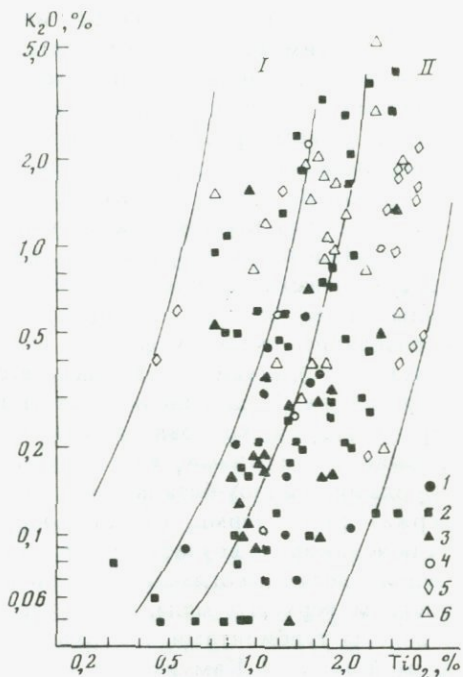
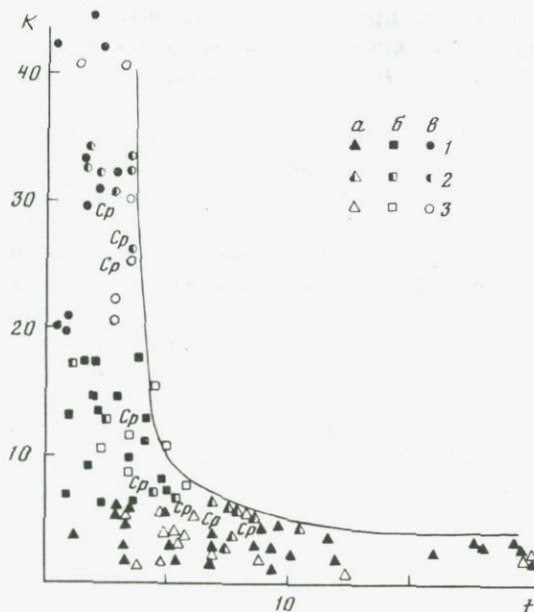


Рис. 30. Составы базальтоидов Хоккайдо-Сахалинского блока и Юго-Западной Японии на диаграмме Б.Н. Пискунова [Гаврилов, Соловьева, 1982]

*a* — низкокальциевые толеиты; *b* — натровые толеитовые базальты; *a* — щелочно-оливиновые базальтоиды. 1 — о-в Сахалин; 2 — о-в Хоккайдо; 3 — Юго-Западная Япония.

$$K = \frac{K_2O}{Na_2O + K_2O} \cdot 100$$

$$t = \frac{Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)}{TiO_2} \cdot 100$$



серий приходится на нижний мезозой (до апта) [Геология СССР, 1970]. К этим же сериям относятся и метаморфические породы — зеленые и глаукофановые сланцы, ассоциирующие с метаморфизованными базитами и гипербазитами; они широко распространены в Сусунайском и Набильском хребтах. Возраст метаморфизма неясен, по-видимому доверхнемеловой; возраст субстрата определяется наличием пермской и триасовой фауны [Рихтер, 1984]. Видимо, еще более древний возраст имеют такие высокометаморфизованные породы, как гранатые и эпидотовые амфиболиты, кварц-мусковит-гранатые и другие кристаллические сланцы. На Сахалине они образуют небольшие выходы среди зеленых сланцев, которые, по нашим наблюдениям, образовались путем диафтореза высокотемпературных пород.

На о-ве Хоккайдо западная звгеосинклинальная зона состоит из двух поясов. В западном поясе Исикари низы разреза представлены серией Сорати, которая сложена породами кремнисто-вулканогенной формации: кремнями, известняками, основными пирокластическими породами, пиллоу-базальтами, диабазами. Кремни и известняки содержат фауну перми, триаса и юры, но их считают тектоническими включениями, а возраст самой серии определяют как валанжинский. Серия Сорати несогласно перекрыта очень мощным терригенным комплексом верхнего мела, палеогена и неогена, низы которого представлены турбидитами, а верхи — молассой. Восточный пояс описываемой зоны — Камуикотан — сложен также кремнисто-вулканогенными образованиями, в нижней части которых получили развитие зеленые и глаукофановые сланцы, амфиболиты, метагаббро, ортопироксениты, дуниты и гарцбургиты. Возраст метаморфизма по К—Аг-определениям раннемеловой.

В восточной звгеосинклинальной зоне о-ва Хоккайдо, в поясе Токоро, широко распространены базальты и их туфы, глинистые сланцы, известняки, кремни, а также флишоидные отложения, в которых известны остатки триасовых и юрских организмов [Accretion..., 1983].

Среди доверхнемеловых звгеосинклинальных вулканитов островов Сахалин и Хоккайдо преобладают породы базальтового ряда. По петрохимическим характеристикам они, за некоторым исключением, хорошо сопоставляются с вулканитами океана (рис. 29, 30). Выделяются базальты, сходные с низкокалиевыми толеитами абиссальных плит; они преобладают среди палеозой-нижнемезозойских толщ (вальзинская серия и ее аналоги, заленокаменные толщи Западного Хоккайдо). В юрско-меловых толщах в значительном количестве присутствуют натровые толеиты и щелочные базальты. Предполагается рифтогенная природа вулканогенных образований Хоккайдо-Сахалинского блока [Гаврилов, Соловьева, 1982]. С этим согласуются приуроченность щелочных базальтов к флангам блока и наличие сравнительно мощных толщ терригенных пород, имеющих зачастую аркозовый состав.

Японо-Бородинский блок включает выходы мафической коры в Юго-Западной Японии, на островах Рюкю, Тайвань и подводной возвышенности Бородино в Филиппинском море.

В Юго-Западной Японии мафическая континентальная кора обнажается к югу от Срединной тектонической линии. Полузасыпанный хребет Нанкай отделяет область распространения мафической коры от океанической коры котловины Сикоку в Филиппинском море. Северная часть рассматриваемой области выделяется как зона Самбагава—Титибу и подразделяется на тектонические пояса (с севера на юг): Самбагава, Микабу и Титибу; внутри пояса Титибу выделяется меланжевая зона Куросегава.

Мощность земной коры постепенно увеличивается к северу от желоба Нанкай, достигая 16 км и более. Вблизи желоба на континентальном склоне фиксируется сравнительно мощный (4—5 км) геофизический вулканогенно-осадочный слой. На островах он уменьшается до 1—2 км, и здесь под ним залегает слой с очень высокими для гранитного слоя скоростями — до 6,1 км/с (рис. 31).

Наиболее древние образования обнаружены в серпентинитовом меланже зоны Куросегава. Отдельные тектонические блоки в этом меланже представлены практически неметаморфизованными образованиями силура и девона и кристаллическими породами. Часть из них наминает докембрийские образования массива Хида; это гранитоиды, гнейсы и амфиболиты (в том числе гранат-клинопироксеновые), К—Аг-возраст которых достигает 400 млн лет. Распространены также породы эпидот-амфиболитовой формации (К—Аг-возраст 317—327 млн лет), а также жадеит-глаукофановые сланцы (208—240 млн лет) [Maquama et al., 1984].

Большая часть вскрытого разреза зона Самбагава—Титибу сложена каменноугольно-пермскими и, возможно, нижнетриасовыми метасадочными и метавулканическими породами. Последние преобладают в поясе Микабу, где осадочные породы отмечаются лишь в самых верхах разреза. Метавулканыты представлены граукофановыми и зелеными сланцами, реже амфиболитами. Несмотря на метаморфизм перекристаллизация пород была неполной, и в слабо измененных участках различаются массивные базальтоиды, пиллоу-лавы, гиалокластиты. Базальтоиды содержат реликты клинопироксена, редко небольшое количество бурой роговой обманки, плагиоклаза и ильменита, погруженных в нацело замещенную вторичными минералами основную массу. По химическому составу среди вулканических пород комплекса различаются пикритовые, толентовые и щелочные базальты: по соотношениям  $K_2O$  и  $TiO_2$  они тяготеют к океаническому тренду (рис. 32). Такой вывод подтверждается и специальным изучением состава клинопироксена. Вулканический пояс Микабу насыщен многочисленными телами ультраосновных пород, приуроченных к низам разреза. Преобладают серпентинизированные дуниты, верлиты и клинопироксениты, среди которых часто встречаются разности с флогопитом и титанистым паргаситом [Suzuki et al., 1972; Hashimoto, 1972; Inamata, Tazaki, 1974; Takeda, 1984].

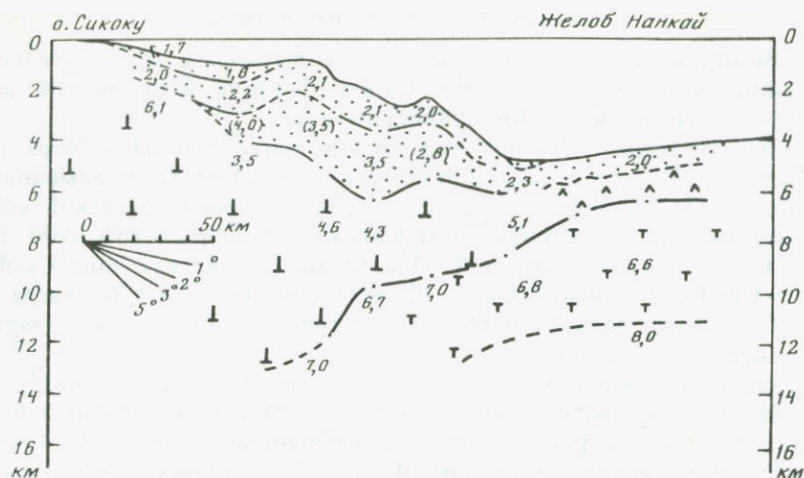


Рис. 31. Петрофизический разрез через юго-западную окраину Японии [Yoshii et al., 1973]

Условные обозначения см. на рис. 7

В целом магматические породы пояса Микабу сопоставимы по строению разреза и петрохимическим особенностям с породами океанической коры. Однако на основании тектонического положения (преимущественно осадочный характер одновозрастных разрезов по обе стороны от вулканической зоны Микабу) и геохимических особенностей (закономерное обогащение вулканитов на флангах РЗЭ) японские геологи пришли к заключению, что рассматриваемые магматические породы внедрились вдоль рифтовой зоны [Sugisaki, 1972]. Вероятнее всего, эта была тыловодужная впадина внутриконтинентального происхождения (типа Япономорской), так как к югу от пояса Микабу в меланже Куросегава известны, как указывалось, выходы пород, похожих на докембрийские сиалические образования.

Для верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений характерен метаморфизм высоких давлений. Зона наиболее метаморфизованных отложений выделяется как метаморфический пояс Самбагава. Степень метаморфизма меняется здесь от цеолитовой фации до фации альбитовых амфиболитов [Ernst, 1971]. Находки гальки метаморфических пород с лавсонитом и жадеитом в меловых отложениях определяют верхний возрастной предел метаморфизма [Seki, 1965].

Южные, приокеанические выходы мафической коры Юго-Западной Японии объединяются в зону Симанто. Наиболее древние отложения здесь представлены глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями кремнистых сланцев и известняков, которые в верхах разреза охарактеризованы фауной апта—маастрихта. Выше обнажаются флишевые отложения эоцена—олигоцена. Они перекрыты миоцен-плиоценовыми аргиллитами, песчаниками и конгломератами [Вулканизм..., 1977].

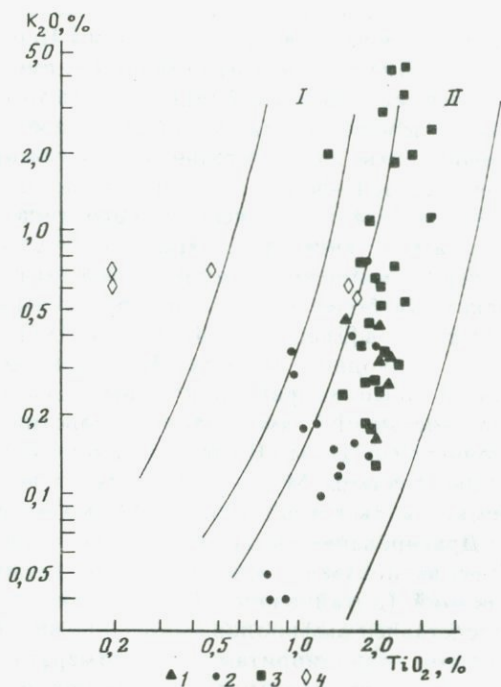
Вулканиты Симанто в виде маломощных и редких потоков базальтовых лав залегают среди флишеидных отложений мела и палеогена.

Рис. 32. Составы базальтоидов Юго-Западной Японии [Tanaka, 1970; Sugisaki, Tanaka, 1971; Tanaka, Sugisaki, 1973; Ohashi, Shiraki, 1981; и др.]

Зоны: 1 — Самбагава, 2 — Микабу, 3 — Титибу, 4 — Симанто. I, II — поля составов островодужных и океанических базальтов

Базальтовые потоки имеют подушечное строение с характерными корочками закали. Базальты содержат фенокристы оливина с включениями хромита и хромдиопсида, в основной массе — авгит, альбитизированный плагиоклаз и вторичные минералы. По химическому составу выделяются толеитовые и щелочные базальты. В небольшом количестве вблизи серпентинитовых тел встречаются высокомагнетитовые базальты и андезитобазальты. Для них характерно высокое содержание MgO и очень низкое — TiO<sub>2</sub>, что сближает их с бонинитами [Вулканизм..., 1977; Ohashi, Shiraki, 1981]. Геологическое положение вулканитов и их петрохимические особенности (см. рис. 32) свидетельствуют об островодужном характере мел-палеогенового вулканизма в зоне Симанто. Более молодые, неогеновые вулканиты образуют две формации: островодужную, представленную гиперстеневыми риолитами, фельзитами и кислыми туфами, и тыловодужную, к которой относятся толеиты океанического типа, образующие прослои в глинистых сланцах группы Кумано [Miyake, 1985].

На островах Рюкю мощность земной коры достигает 20 км, и для верхней части "гранитного" слоя отмечаются, как и в Юго-Западной Японии, повышенные значения  $v_p$  (до 6,1 км/с, см. рис. 7). Низы разреза, вскрытые на крупных островах (Окинава, Амами и др.), образованы верхнепалеозойскими и, возможно, нижнемезозойскими зелеными и глаукофановыми сланцами по основным эффузивам, образующими тектонические пластины с гипербазитами и габбро в основании. По составу и условиям метаморфизма верхнепалеозойские офиолиты Рюкю сопоставимы с одновозрастными образованиями Юго-Западной Японии. Выше залегают глинистые и кремнистые сланцы юры, пронизанные силами щелочных пород основного состава океанического типа [Kanisawa et al., 1983]. Палеоген представлен терригенными отложениями, а с неогена начинает формироваться вулканическая дуга Рюкю.



На Тайване мафическая континентальная кора слагает восточную часть острова — восточные склоны Центрального хребта и Береговой хребет. Низы разреза напоминают гигантский меланж, в котором выделяются тектонические блоки верхнемезозойских офиолитов, превращенных в зеленые и глаукофановые сланцы и гранатовые и эпидотовые амфиболиты, и относительно слабо измененных офиолитовых комплексов мезозоя—эоцена. Те и другие петрохимически соответствуют отчасти базальтам океанического типа, отчасти островодужным базальтам и андезитам. На них с угловым несогласием залегают олигоцен-миоценовые андезитовые агломераты, в свою очередь перекрытые более молодыми терригенными отложениями с прослоями известняков [Juan, 1975; Jahn et al., 1981; Yen, 1982].

На подводном поднятии Бородино, согласно МПВ-ГСЗ, в верхней части консолидированной коры залегают слои с  $v_p = 3-3,9$  км/с, мощностью 1,7 км, который подстилается слоем с  $v_p = 5$  км/с, мощностью 1 км. Ниже залегают слои с  $v_p = 6$  и 6,8 км/с. Положение границы М точно не определено; возможно, общая мощность земной коры здесь достигает 12 км (см. рис. 7).

Драгирование выступов акустического фундамента и глубоководное бурение показали, что он сложен двумя комплексами пород. Более древний (докайнозойский) комплекс драгирован с хребта Дайто и представлен амфиболовыми сланцами, серпентинитами, роговообманковыми гранодиоритами, конгломератами с галькой тремолитовых и ультраосновных сланцев, состоящих из антигорита, роговой обманки, хлорита, шпинели, магнетита и небольшого количества оливина. Минеральные парагенезисы и составы сосуществующих минералов показывают, что образование метаморфических сланцев происходило в условиях, переходных от зеленосланцевой к более высокотемпературной фации [Yuasa, Watanabe, 1977; Initial reports..., 1980].

Второй комплекс акустического фундамента, достигнутый скв. 446 DSDP, сложен силлами базальтов (К—Аг-возраст 48,2 млн лет), перемежающихся со среднеэоценовыми аргиллитами и туфами. В нижней части вскрытого разреза базальты представлены высокотитанистыми толитами, а в верхней — щелочными базальтами гавайского типа [Initial reports..., 1980]. Подобные высокотитанистые базальты драгированы с хребта Оки-Дайто, а с хребта Дайто поднято большое количество более кислых щелочных пород [Ishikawa, Aoki, 1978].

Эоценовые конгломераты, вскрытые скв. 445 DSDP, содержат гальку щелочных базальтов. Имеется также галька рифогенных известняков баррем-маастрихтского возраста, внутри которой обнаружены включения таких же щелочных базальтов. Возраст базальтов, следовательно, не моложе мела, что подтверждается и К—Аг-датировкой 85,9 млн лет. Наряду с базальтами и известняками источником терригенного материала служили ультрабазиты и метаморфиты. На это соответственно указывают многочисленные обломки серпентинизированного оливина, высокохромистой шпинели и энстатита, а также синезеленой роговой обманки, актинолита, эпидота и т.п. Ультрабазиты, судя по составу шпинели, относятся к альпинотипным перидотитам [Initial reports..., 1980].

Япский блок представляет собой сравнительно небольшой выступ мафической континентальной коры в южной части Филиппинского моря, где он со всех сторон окружен океаническими образованиями. Кора Япского блока отличается от последних повышенной мощностью, а также дислоцированностью и интенсивным метаморфизмом слагающих пород.

Наиболее древний комплекс пород Япского блока обнаружен на южном окончании поднятия Кюсю-Палау. В восточной его части с подножия склона драгами поднято большое количество метаморфизованных пород, представленных зелеными сланцами, образовавшимися по основным вулканитам. По К—Аг-датировкам предполагается позднемезозойский их возраст [Евланов и др., 1979].

Выходы мафической коры на поверхность имеются на островах Яп. В основании разреза здесь залегает формация Яп, сложенная амфиболитами, зелеными сланцами и горнблендитами, среди которых отмечаются метагабброиды и метагипербазиты. По составу амфиболиты полностью соответствуют абиссальным океаническим толщам [Лутц, Пополитов, 1982]. Породы формации интенсивно дислоцированы — смяты в изоклинальные складки, рассланцованы и нарушены разломами, по которым внедряются протрузии серпентинитов. Возраст формации определить трудно, изотопные определения дают разброс от  $93 \pm 3$  до  $11 \pm 2$  млн лет [Геология дна..., 1980]. Во всяком случае формация древнее позднего олигоцена, поскольку перекрывается вулканогенно-осадочной толщей верхнеолигоцен-миоценового возраста. Эта толща (формация Мэп) сложена брекчиями и конгломератами с прослоями песчаников и аргиллитов. В составе обломков развиты преимущественно породы подстилающей формации Яп. Песчаники и аргиллиты приурочены главным образом к верхней части формации. Формация Мэп перекрывается породами формации Томил, представленной андезитами, базальтами, вулканическими брекчиями, туфоконгломератами и туфами. Самые верхние части разреза сложены рифтовыми известняками плейстоцен-четвертичного возраста.

Драгирование островного склона системы Яп позволило существенно дополнить разрез. В основании склона были подняты аподунитовые серпентиниты и пироксениты, оливин-двупироксеновые габбро, полосчатые амфиболитизированные диоксид-анортитовые (эвкритовые) габбро и габбро-анортозиты, габбро-нориты, габбро-диабазы и диабазы, а также метаморфические породы — горнблендиты и разнообразные амфиболиты [Геология дна..., 1980]. Основным отличием полнокристаллических пород основания системы Яп от марианских является повышенная их железистость и более высокие содержания  $TiO_2$ , что выражается в наличии больших количеств ильменита и титаномагнетита в некоторых разновидностях габброидов ("рудные" габбро-нориты и габбро-диабазы).

В целом большая мощность, интенсивные дислоцированность и метаморфизм, а также андезитовый тип позднего вулканизма указывают на зрелый характер коры Япского блока и позволяют опреде-

лить ее как континентальную мафическую. В этой связи интересно отметить еще одну особенность островов Яп: широкое распространение на их поверхности обломков континентальных пород — кварцитов, мусковитовых и гранатсодержащих гнейсов, габброидов, роговообманковых и биотит-роговообманковых тоналитов. Происхождение их не выяснено, хотя и служит предметом активного обсуждения [Aoki et al., 1976], по-видимому, они свидетельствуют о былом существовании разрушенных поднятий, сложенных далеко зашедшими в своей эволюции комплексами.

### ФИЛИППИНСКИЙ БЛОК

Филиппинский блок — крупный вытянутый в меридиональном направлении выход мафической коры, занимающий весь Филиппинский архипелаг с ответвлениями на Северный Калимантан и Западный Сулавеси. В целом блок отделяет сиалическую кору Восточной Азии и Индонезии от океанической коры морей Филиппинского и Банда. Почти по всей длине блока протягиваются активная вулканическая Филиппинская дуга и сопровождающие ее глубоководные желоба. Описываемый блок служит фундаментом Филиппинской островодужной системы, которая нигде не выходит за его пределы.

Данные о геофизическом строении Филиппинского блока очень скудны. В основании его разреза залегают метаморфические породы, представленные метаофиолитами, измененными до амфиболитовой фации и повсеместно рассланцованными. Они довольно широко распространены в пределах Филиппинского архипелага, но надежно датированы только на западных островах Миндоро и Палан, где обнаружены триасовые и верхнепалеозойские неметаморфизованные серии. Самые древние из них — каменноугольные аркозовые песчаники, и их наличие определяет возраст метаморфического субстрата как более древний, т.е. допермский или докаменноугольный. Однако местами фауна карбона и перми обнаружена и в метаморфических породах, так что возраст кристаллических сланцев во многих случаях может оказаться и верхнепалеозойским, а местами и мезозойским [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Yen, 1982].

Мезозойские и в значительной мере кайнозойские (вплоть до нижнеплейстоценовых) отложения представляют собой эвгеосинклинальные образования. Их формационный состав и петрохимия, как и всюду на Филиппинах и в Индонезии, изучены слабо. Одним из немногих исключений являются детально исследованные офиолиты западного побережья о-ва Лусон (хребет Замбале) [Hawkins, Evans, 1983], на характеристике которых мы остановимся подробнее.

Судя по соотношению с вышележащими толщами, офиолиты хребта Замбале имеют позднеэоценовый возраст. Их формирование предшествовало становлению современной структуры активной окраины (в частности, раскрытию Южно-Китайской котловины и образованию неоген-четвертичной андезит-риодацитовый вулканической дуги). Это определяет принадлежность офиолитового комплекса к фундамен-

ту, в котором, согласно Дж. Хокинсу и С. Эванс, различаются образования коры и верхней мантии.

В целом офиолитовый комплекс состоит из перидотитов, габбро-норитов, диабазовых даек и силлов и покровных базальтоидов, включая подушечные лавы. Перидотиты образуют мантийную часть обоих блоков и представлены главным образом саксонитами, но обширные участки заняты также дунитами, в разной степени серпентинизированными. Существенную роль играют хромиты, имеющие значительные, вплоть до промышленных, концентрации. Содержание клинопироксена в перидотитах обычно мало, хотя встречаются и перцолитовые породы. Вышележащая часть разреза неоднородна, и на изученной территории выделяются два различно построенных блока — Асож и Кото.

Кора блока Асож характеризуется наличием мощной (0,7—1,3 км) слоистой серии гипербазитов с кумулятивной структурой, которые состоят из оливина, орто- и клинопироксенов в разных соотношениях. В верхах разреза в них появляется плагиоклаз и они постепенно переходят в норитовую серию. В ней преобладают нориты с кумулятивной структурой, местами массивные, местами слоистые; слоистые разности норитов перемежаются с анортозитами, пироксенитами и оливиновыми норитами. Верхние уровни норитовой серии содержат слои и интрузивные тела кварцосодержащих норитов и гиперстеновых кварцевых диоритов. Еще выше в разрезе распространены силлы и дайки диабазов и массивы тоналит-трондьемитового состава.

В блоке Кото слоистая гипербазитовая серия отсутствует, а базиты представлены главным образом габбро — слоистыми породами, перемежающимися с габбро-анортозитами, пироксенитами, оливиновыми габбро-троктолитами, алливалитами. Характерны кумулятивные структуры. Гиперстен — очень редкий компонент в этой серии, если не считать реакционных кайм вокруг оливина. Габбро перекрыты диабазами и базальтами. Как и в блоке Асож, в них имеются переходы от раскристаллизованных плутонических разностей до гипабиссальных, вплоть до подушечных базальтов.

Подробное петрографическое и петрохимическое исследование габброидов и базальтоидов разных блоков показало, что основные породы блока Асож по своим характеристикам идентичны островодужным толеитовым и бонинитовым сериям, а блока Кото — тыловодужным образованиям. В этом отношении офиолиты о-ва Лусон повторяют особенности геосинклинальных комплексов Камчатки и других мафических блоков.

Обширный выход мафической породы Северного Калимантана также образован мезозойско-кайнозойскими (юра, мел, эоцен) отложениями. Как и на Филиппинах, здесь развиты мезозойские глинистые сланцы, граувакки, субграувакки, которым подчинены зеленые и глаукофановые сланцы, амфиболиты, базальты, спилиты, ультраосновные породы и радиоляриевые кремни; они перекрыты поздне меловыми или раннепалеогеновыми песчаниками [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Hamilton, 1979]. Здесь же известны находки и гораздо более древних известняков с мелководной фауной девона

и силура. Верхний эоцен—миоцен Северного Калимантана представлен переслаиванием глинистых сланцев, кварцевых песчаников и известняков, обычно относимых к флишу. Разрез завершается базальтами, андезитами и туфами вулканической дуги; возраст вулканитов определяется в рамках плиоцена—плейстоцена.

Южным окончанием Филиппинского блока служит узкий меридиональный выступ мафической коры в восточной части Сулавеси. В его пределах, располагаясь косо по отношению к его простиранию, сменяют друг друга четыре зоны северо-западного простирания. Крайняя западная, возможно наиболее древняя, сложена голубыми сланцами и полимиктовыми песчаниками. Возраст сланцев, среди которых выделяются глаукофановые, кросситовые, лавсонитовые, жадитовые и эгириновые разности, неизвестен; явно лишь, что он досредне- или допозднемиоценовый. В меланжированных участках сланцы хаотически перемешаны с метаморфическими породами иных фаций — амфиболитовой, зеленосланцевой, филлитовой, а также с неметаморфизованными пелагическими кремнями, известняками и гипербазитами. Во второй зоне развиты хемогенные и терригенные породы — кремни, известняки, глинистые сланцы, кварцевые и слюдяные песчаники, образующие, по-видимому, непрерывный разрез от верхнего триаса до кайнозоя. Такие же послойно разлинзованные породы образуют крайнюю восточную зону, а между нею и второй расположен обширный выход гипербазитов. Среди них преобладают гарцбургиты и лерцолиты, которым подчинены дуниты, пироксениты и их разлинзованные и серпентинизированные дериваты. С ними ассоциируют в разных количественных пропорциях другие члены офиолитовой ассоциации — габбро, диабазы, базальты, спилиты, амфиболиты и зеленые сланцы, а также в виде мелких массивов и линз — осадочные породы мезозойского и кайнозойского возраста [Hamilton, 1979].

#### БИРМА-НИКОБАРСКИЙ БЛОК

Бирма-Никобарский блок представляет собой узкий клин, протягивающийся в меридиональном направлении вдоль границы с Индийским океаном. Его, как и описанный ниже Яванский блок, следовало бы отнести к индоокеанской окраине Юго-Восточной Азии. Однако весь этот регион в целом представляет собой единую подвижную область, которую можно рассматривать как часть тихоокеанского обрамления.

Бирма-Никобарский блок является фундаментом северного фланга Зондской островодужной системы. Возраст заложения этого фланга моложе, чем более южных частей дуги, и относится к концу палеогена—началу неогена, так что почти весь палеоген входит в состав фундамента.

На юге блока фундамент обнажен в пределах Никобарских и Андаманских островов, образующих передовой авулканический хребет системы. Фундамент здесь имеет двухъярусное строение [Ray, 1982]. Нижний ярус на поверхности почти нигде не вскрыт, но его состав может быть реконструирован по ксенолитам в интрузивных

породах и по галькам в вышележащих конгломератах, где встречаются кварциты, мраморы, филлиты, слюдяные сланцы и гранат-силлиманитовые гнейсы — типичный набор пород сиалической коры. Верхний ярус сложен эвгеосинклинальными комплексами: основными вулканитами, кремнистыми сланцами и яшмами, с которыми ассоциируют гипербазиты и габброиды. Кровля этой серии датирована маастрихтом, низы, возможно, относятся к юре.

Кайнозойский разрез начинается глинистыми сланцами, конгломератами, песчаниками и известняками, перекрытыми верхнеэоцен-олигоценовым флишем и затем, выше несогласия, миоценовыми известняками и песчаниками.

Описываемый район представляет собой тот редкий случай, где в основании офиолитов встречаются породы хорошо развитой континентальной сиалической коры. Но, скорее всего, сиалический тип коры образует лишь сравнительно небольшие блоки в мафическом разрезе островов.

Севернее, в пределах Бирмы, нижний кристаллический ярус не вскрыт, и разрез начинается с меловых и, возможно, нижнеэоценовых эвгеосинклинальных серий [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Hamilton, 1979], включающих сильно деформированные и хаотически рассланцованные глаукофановые и другие метаморфические сланцы, жадеититы, серпентиниты, габбро, подушечные базальты, радиоляриевые кремни и плохо сортированные осадочные породы; большая же часть палеогена и низы миоцена представлены слабо деформированными осадками, к которым в верхах палеоцена присоединяются базальты, андезиты и риолиты вулканического пояса.

#### ЯВАНСКИЙ БЛОК

Сравнительно небольшой Яванский блок охватывает большую часть о-ва Ява и прилежащий к нему участок Юго-Восточного Калимантана. Сейсмический разрез, пройденный перпендикулярно протяжению о-ва Ява, показывает наличие под его южным побережьем сравнительно мощной (более 20 км) континентальной коры с высокими сейсмическими скоростями в недоразвитом "гранитном" слое (рис. 33).

К доэоценовому фундаменту о-ва Ява относится эвгеосинклинальный комплекс позднемелового-палеоценового возраста. В его составе преобладают основные и ультраосновные породы: зеленые (возможно, также глаукофановые) сланцы, амфиболиты, эклогиты, серпентиниты, перидотиты, габбро, подушечные базальты, а также красные радиоляриевые кремни, красные глубоководные известняки, кварцевые порфиры. За исключением последних, перечисленные породы не свойственны сиалической коре, и состав офиолитов отражает наличие в основании о-ва Ява мафического фундамента. С этим согласуется основной (в сравнении с Суматрой, например) состав яванских вулканитов.

К фундаменту вулканической дуги относятся и эоцен-миоценовые мелководные известняки, мергели, конгломераты, кварцевые песчани-

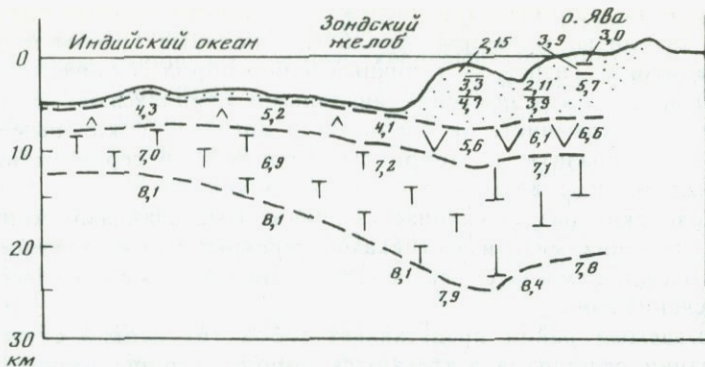


Рис. 33. Петрофизический разрез земной коры через о-в Ява [Hamilton, 1979]  
Условные обозначения см. на рис. 7

ки, глинистые сланцы и лигниты, частично континентального происхождения, — они знаменуют начало накопления молассы. Среди них отмечаются и эффузивы, но широкое их развитие ставится под сомнение. Заложение современной вулканической дуги относится к плиоцену, вероятно позднему.

Юго-восточная окраина Калимантана характеризуется широким развитием эвгеосинклинальных образований, представленных зелеными и глаукофановыми сланцами, перидотитами, серпентинитами, габброидами и базальтами, которые ассоциируют с глубоководными радиолариевыми осадками и пелагическими известняками, содержащими среднемеловые фораминиферы; все породы хаотически перемешаны — как в масштабе отдельных обнажений, так и в региональном. Возраст указанных серий — дозоценовый (мел—палеоцен) [Hamilton, 1979].

#### МОЛУККСКО-МЕЛАНЕЗИЙСКИЙ БЛОК

Молуккско-Меланезийский блок прослеживается в виде субширотной полосы от восточной половины о-ва Хальмахера через всю северную прибрежную зону о-ва Новая Гвинея и далее на архипелаг Бисмарка и Соломоновы острова, отделяя северный край Австралийского континентального массива (его Сула-Новогвинейский блок) от юго-западного края Тихого океана. По-видимому, к Молуккско-Меланезийскому блоку мафической коры относится и поднятие Онтонг-Джава, вдающееся в Тихий океан севернее Соломоновых островов. Строение блока в его восточной части осложнено наличием современных островных дуг — Новобританской и Соломоновой — и впадины Новогвинейского моря.

Геофизические данные по блоку ограничены. Имеются детальные материалы лишь по восточному окончанию о-ва Новая Гвинея и прилежащим акваториям (см. рис. 15). Согласно комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических площадных исследований, земная кора описываемого блока имеет мощность до 20—30 км. Большая часть этой мощности приходится на высокоскоростной слой ( $v_p = 6,5-7$  км/с), который вместе с подстилающими

слоями мантии ( $v_p = 7,8-8,1$  км/с) надвинут на прилегающий с юга сиалический блок [Finlayson et al., 1977]. Судя по присутствию на сейсмопрофилях в верхах коры "гранитного" слоя ( $v_p = 5,5-6$  км/с), по наличию отрицательных гравиметрических аномалий, а также по наличию на эрозионной поверхности мелких выходов гранитоидов, можно думать, что в состав Молуккско-Меланезийского блока включены небольшие выступы и линзы сиалического материала.

Крайне западные выходы блока, приуроченные к восточной половине о-ва Хальмахера и прилежащим островам, сложены эвгеосинклинальными комплексами, в составе которых присутствуют юрские, меловые и палеогеновые образования.

Таким же разрезом (начиная со среднего триаса) характеризуется и северная часть о-ва Новая Гвинея. Триас и нижняя юра представлены здесь темными глинистыми сланцами, граувакками и алевролитами, переслаивающимися с базальтами, часто подушечными, и агломератовыми лавами и туфами. Они перекрыты темными глинистыми сланцами верхней юры. Нижний и верхний мел состоит из туфогенных песчаников, глинистых сланцев и алевролитов с подчиненными лавами, туфами и граувакками. Все эти породы интенсивно дислоцированы и местами подверглись региональному метаморфизму низких ступеней.

Юрский и меловой возраст имеют также крупные массивы офиолитов, получившие особенно широкое распространение на о-ве Хальмахера и на востоке о-ва Новая Гвинея. Они состоят из гипербазитов, габброидов и базальтов, группирующихся в протяженный пояс. Так, ультрамафический пояс Папуа, залегающий в основании юрско-меловой осадочной толщи, имеет длину 400 км при ширине до 40 км и представляет собой расслоеное тело, нижний горизонт которого (мощностью 4—8 км) состоит из гарцбургитов, дунитов и энстатитовых пироксенитов, средний (4 км) — из габбро и норитов, верхний (4—6 км) — из базальтов, частью подушечных. В некоторых поясах с офиолитами ассоциируют низкотемпературные, но высокobarные метаморфические сланцы: серицит-альбитовые, эпидот-альбитовые, гранат-слюдяные, дистен-хлоритовые, серицит-кросситовые, глаукофан-лавсонитовые [Davies, Smith, 1971; Van der Wegen, 1971; Pieters, 1978; Burgath, Mohr, 1984].

В разрезах палеогена и миоцена на севере о-ва Новая Гвинея преобладают базальты и андезиты, ассоциирующие с глубообломочными отложениями и рассматриваемые как выходы древней вулканической дуги [Davies, Smith, 1971; Hamilton, 1979].

Новобританская островная дуга состоит из неактивной фронтальной дуги и расположенной севернее современной вулканической зоны. Во фронтальной части обнажены сильно деформированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные, преимущественно андезитовые по составу породы эоценового возраста. Их перекрывают такие же по химизму, но практически недислоцированные толщи верхнего—нижнего миоцена, прорванные синхронными мелкими интрузиями основного—среднего состава. Выше залегают мелководные известняки, в основном среднемиоценовые [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Hamilton, 1979]. Тот

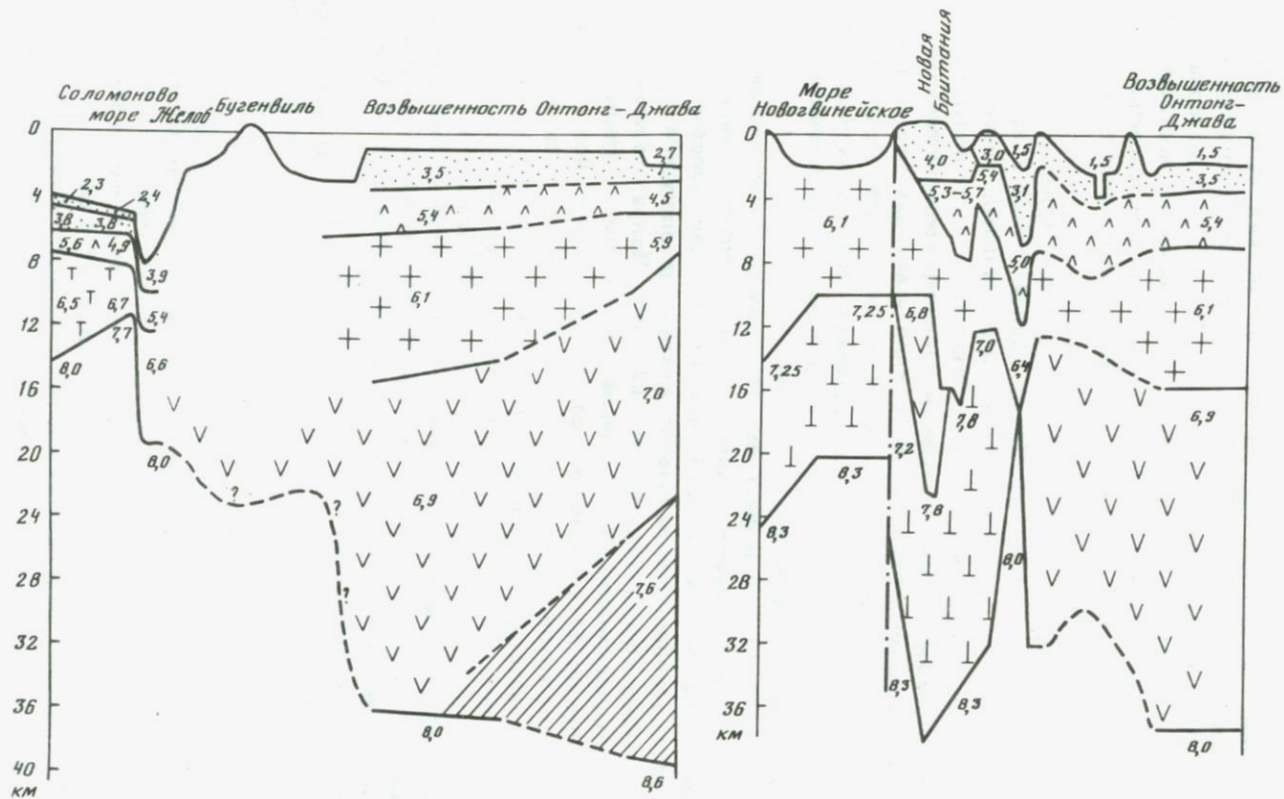


Рис. 34. Петрофизические разрезы земной коры через плато Онтонг-Джава [Furumoto et al., 1973]  
 Условные обозначения см. на рис. 7

факт, что слагающие низы фундамента комплексы интенсивно дислоцированы и интродуцированы магматическими породами, говорит о высокой степени зрелости коры и позволяет причислить ее к континентальному мафическому типу.

Современная вулканическая дуга заложилась в конце миоцена над фокальной зоной, погружающейся к северу — под океан. Древняя олигоцен-раннемиоценовая дуга, судя по наблюдаемой поперечной зональности состава вулканитов, сопрягалась с фокальной зоной, падающей к югу — под материк [Мезозойско-кайнозойские..., 1977]. Это (плюс наличие разделяющей разновозрастные вулканиты толщи известняков) говорит о существенной тектонической перестройке в конце миоцена и о принадлежности древней дуги к фундаменту современной дуги.

Восточный фланг мафического блока служит основанием Соломоновой дуги, обращенной фронтом к югу. Она заложилась, по-видимому, в плиоцене. Образованию современной дуги, как и в соседнем Новобританском районе, предшествовало существование палеогеновой вулканической дуги, обращенной к северу.

Фундамент Соломоновой дуги в отличие от остальных вулканических дуг обнажен не на фронтальной, а на тыловой стороне, причем тыловодужная впадина здесь отсутствует, а на ее месте оказывается поднятие Онтонг-Джава. Считают, что это, видимо, связано с крупными горизонтальными перемещениями, нарушившими первичную структуру островодужной системы. Фундамент дуги представлен основными метаморфическими сланцами зеленосланцевой фации, интродуцированными габброидами. Метаморфизм, дислоцированность основных пород и большая мощность образуемого ими блока позволяют идентифицировать кору как континентальную мафическую. Возраст сланцев неизвестен, ясно лишь, что становление фундамента завершилось до эоцена [Мезозойско-кайнозойские..., 1977].

Плато Онтонг-Джава (вал Капингамаранги) характеризуется очень большой мощностью земной коры, которая достигает здесь 42 км (рис. 34), причем по своему строению она напоминает кору Восточной Камчатки. В верхней части коры под осадочным чехлом выделяется выдержанный слой со скоростями 4,5—5,4 км/с, мощностью 1,5—2,5 км; по другим данным [Hussong et al., 1979], этот слой имеет скорость 5,5—5,6 км/с, мощность 2—7 км. Вероятно, он сложен потоками базальтов, аналогичных вскрытым скв. 289 [Initial reports..., 1975]. По составу эти базальты соответствуют абиссальным толеитам, которые, возможно, образуют покровы, аналогичные траппам [Щека, Куренцова, 1981].

Ниже расположены слои со скоростями 5,9—6,1 и 6,9—7 км/с, которые слагают основной объем коры. Данных об их вещественном составе нет. Особую проблему представляет наличие мощного (до 8—10 км) слоя с "гранитными" скоростями, это заставляет предполагать существование кислых пород в фундаменте плато Онтонг-Джава и примыкающей Новобританской вулканической дуги, где подобные слои также фиксируются сейсмопрофилированием. Однако каких-либо геологических признаков существования в фундаменте сиали-

ческих комплексов, что должно было бы отразиться на составе продуктов вулканизма, в этих областях не отмечается.

Остановимся также на характеристике котловины Новогвинейского моря, которая представляет собой пример активной тыловодужной структуры на мощном континентальном мафическом фундаменте. Он образован слоями со скоростями 6,1 и 7,25 км/с; общая мощность коры более 20 км (см. рис. 34). Впадина характеризуется невыдержанным относительно маломощным (около 500 м) осадочным чехлом и резкой расчлененностью рельефа, обусловленной как относительно недавним погружением, так и проявлениями вулканизма. В осевой части котловины выделяются лавовые покровы, не перекрытые осадками; они сложены абиссальными толеитами, с которыми связаны мощные магнитные аномалии (до 2000 гамм) [Авдейко, Горшков, 1979]. Лавовые покровы обусловлены трещинными излияниями и перекрывают обширные пространства с выравненным рельефом на глубинах 1000—2000 м. В юго-восточной части Новогвинейского моря обнаружена область аномально высокого теплового потока (3—6 ЕТП) протяженностью 150—200 миль, не связанная с локальными вулканическими центрами. Все эти факты свидетельствуют об активности наложенной тыловодужной впадины Новогвинейского моря, становление которой, однако, не привело к формированию новообразованной океанической коры; в этом отношении она напоминает впадину Окинава (см. ниже).

#### ЧАТЕМ-НОВОЗЕЛАНДСКИЙ БЛОК

Чатем-Новозеландский блок представляет собой изометричный выступ мафической коры, который охватывает большую часть Новой Зеландии (за исключением узкой полосы вдоль западного побережья о-ва Южного) и примыкающее обширное подводное поднятие Чатем.

Наиболее древние образования Чатем-Новозеландского блока — мраморы, джеспилиты и зеленые сланцы аповулканического происхождения, в которых обнаружены пенсильванские конодонты. По мнению Дж. Гриндли [Мезозойско-кайнозойские..., 1977], эта ассоциация может быть реликтом океанического фундамента Новозеландской геосинклинали. Возможно, что каменноугольный возраст имеет также какая-то часть кристаллических сланцев Хаст, представляющих собой хлорит-мусковит-кварц-альбитовые, биотит-кварц-альбитовые и биотит-гранат-кварц-олигоклазовые породы по граувакам.

Пермский разрез Новой Зеландии — один из самых мощных (до 20 км) и самых полных в мире. Нижняя пермь представляет собой осадочно-вулканогенный эвгеосинклиналильный комплекс, верхняя включает карбонатные и терригенные отложения. В составе осадочно-вулканогенного комплекса по латерали чередуются формации островодужного и океанического рядов. На западе геосинклинали разрез мощностью от 4 до 16 км состоит из спилитов, андезитов, кератофиров, туфов и туфогенных пород, которые содержат интру-

живные тела разного состава — более ранние основные и ультраосновные и более поздние средние и кислые. К востоку их сменяют офиолиты: дунит-перидотит-габбровые плутоны, перекрытые спилитами и пиллоу-базальтами с силлами долеритов.

Триас и юра сложены в основном терригенными отложениями геосинклинального, частью (в краях бассейна) молассоидного типа; с середины мела отмечается новое усиление вулканической активности, теперь уже ограниченное в основном рамками восточного побережья Новой Зеландии. Верхний мел и отчасти эоцен здесь представлены мощными толщами геосинклинальных базальтов и спилитов, ассоциирующих местами с кератофирами, местами с андезитами и риолитами. Верхнемеловые вулканы сопровождаются крупными интрузиями базитов и гипербазитов. В олигоцене—раннем миоцене геосинклинальная вулканическая активность резко уменьшается, и отложения этого возраста в основном представлены известняками и глинами. Однако уже в раннем миоцене были заложены андезитовые вулканические дуги, отчасти отмершие к концу миоцена, отчасти просуществовавшие до четвертичного времени [Вуд и др., 1963; Браун и др., 1970; Мезозойско-кайнозойские..., 1977].

Обращает на себя внимание, что некоторые зоны молодого вулканизма (например, зона Таупо, прослеживаемая через о-в Северный в близмеридиональном направлении) отличаются преобладанием кислых пород, особенно дацитов [Reid, Cole, 1983]. Возможно, это указывает на наличие здесь блоков сиалического фундамента.

В пределах поднятия Чатем обнажения известны на одноименных островах в восточной части поднятия. Здесь распространены слабо метаморфизованные граувакки и глинистые сланцы с подчиненными андезитовыми туфами и кремнистыми сланцами, которые по облику и стратиграфическому положению близки к верхнепалеозойско-раннемезозойским сланцам Новой Зеландии. Возраст метаморфизма К—Аг-методом определен как среднеюрский [Adams, Robinson, 1977]. Выше залегают конгломераты, песчаники, известняки и туфы верхнего мела, палеогена и неогена; в эоцене и миоцен—плиоцене среди них широко распространены андезиты и базальты [Геология континентальных окраин, 1978].

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАФИЧЕСКОЙ КОРЫ

Приведенный обзор показывает, что мафическая континентальная кора построена гораздо сложнее океанической и представляет собой результат далеко зашедшей эвгеосинклинальной эволюции. Мафическая кора повсеместно сложена складчатыми эвгеосинклинальными комплексами разного возраста. Все они сформировались на океаническом субстрате, который также входит в состав мафической коры.

В проблеме происхождения эвгеосинклинальных комплексов центральное место занимает вопрос об их соотношении с островодужными. В настоящее время, особенно в связи с развитием мобилистских представлений, получила широкое распространение идея о том, что эвгеосинклинальные системы прошлого, наблюдаемые

в ископаемых разрезах, являются аналогами современных островодужных систем. Многие представители фиксистского направления придерживаются тех же взглядов; среди них нужно назвать Н.П. Васильковского, который в соавторстве с А.А. Предтеченским выступил с этой идеей более 20 лет назад и в более поздних трудах которого она получила детальную разработку [Васильковский, 1963, 1981; Вулканические..., 1984; и др.].

Тот факт, что геосинклинальные вулканы имеют обычно более основной состав (базальты, спилиты), чем современные островодужные эффузивы (андезиты, дациты), не был препятствием для подобных сопоставлений, так как различающиеся по кислотности породы признавались продуктами разных стадий развития геосинклинали: большие островные дуги с характерным для них среднекислым вулканизмом считались сравнительно поздними образованиями, возникшими уже на орогенном этапе. Лишь сравнительно недавно было установлено, что повышенная кислотность эффузивов для островных дуг не обязательна и что в их составе, особенно в далеко выдвинутых в океан дугах, зачастую преобладают такие же основные, как и в океане, породы — базальтоиды и ультраосновные эффузивы. Это позволило сравнивать с островодужными сериями не только средние и кислые разности позднегеосинклинальной стадии, но и основные раннегеосинклинальные эффузивы.

Вместе с тем выяснилось, что островодужные основные вулканы обладают определенной спецификой и отличаются от океанических целым рядом особенностей. Одно из наиболее существенных отличий — неодинаковое распределение когерентных и некогерентных компонентов в лавах океанов и островных дуг. Резко различными оказываются концентрации  $Ti$ : при одинаковой кислотности, щелочности и железистости океанические базальты всегда богаче  $Ti$ , чем островодужные (см. рис. 4, 5). Имеются и другие отличия, в целом свидетельствующие о существовании двух самостоятельных рядов вулканитов — океанического и островодужного. Эти данные несколько сместили решение проблемы геосинклинальных вулканитов, и те базальтоиды складчатых зон, которые петрохимически соответствуют океаническим, стали трактоваться как догеосинклинальные, принадлежащие к океаническому фундаменту.

Однако материалы данной главы по разным типам эвгеосинклиналей восточноазиатских складчатых зон противоречат такому выводу. В их разрезах участвуют раннегеосинклинальные базальтоиды как островодужного, так и океанического типов, причем именно последние являются обязательными членами эвгеосинклинальных серий, тогда как островодужные могут отсутствовать.

Как мы видели на примере верхнемеловых образований Камчатки, ископаемые эвгеосинклинальные комплексы, содержащие базальты островодужного типа, по формационному и петрохимическому облику практически идентичны современным подводным островодужным ассоциациям. Что касается эвгеосинклинальных формаций океанического типа, то сравнение их с комплексами современных океанов указывает на существенные различия тех и других. Подробно

они рассмотрены выше на материале тех же верхнемеловых формаций Камчатки, которые, обладая определенным сходством с океаническими, все же заметно от них отличаются по целому ряду признаков, как литолого-формационных (мощность, состав осадков), так и петрохимических (повышенное содержание литофилов в основных вулканитах и др.).

Однако эти различия во многом сходят на нет, если сравнивать эвгеосинклинальные формации океанического типа не с собственно океанической, а с тыловодужной корой. Особенно наглядно здесь выступает сходство петрохимических признаков, бросающееся в глаза при сопоставлении древних камчатских формаций с тыловодужными комплексами Филиппинского моря в котловинах Сикоку и Марианской.

Формационная близость тех и других позволяет предполагать, что те из эвгеосинклинальных формаций мафической коры, которые содержат базальтоиды океанического ряда, формировались чаще всего не в собственно океанической обстановке, а в новообразованных тыловодужных впадинах.

Это, конечно, не исключает возможности частичного формирования эвгеосинклиналей непосредственно на океанической коре. Критерием здесь, возможно, будут служить не только петрохимические признаки, но и соотношения океанических комплексов эвгеосинклиналей с островодужными. В некоторых случаях, как, например, в верхнем мелу Камчатки, связь тех и других настолько тесная, что сравнение с обстановкой Филиппинского моря напрашивается само собой. В других случаях, как это имеет место в Корякии, островодужные базальты появляются в эвгеосинклинальном разрезе лишь на сравнительно поздних этапах развития, и для таких регионов уместно предположить, что заложение и ранние стадии становления эвгеосинклиналей протекали в условиях открытого океана на собственно океанической коре.

Имеются также случаи, когда островодужные вулканиты в эвгеосинклинальных формациях вообще отсутствуют, а появляются лишь на орогенной стадии. Это наблюдается во внутриконтинентальных эвгеосинклинальных системах. Для них характерно резкое отклонение эвгеосинклинальных базальтов в сторону высокощелочных высокотитанистых разновидностей, присущих рифтам. Подобные обстановки можно считать собственно рифтогенными, не связанными прямо с режимом активных окраин континентов.

Таким образом, по соотношениям океанического и островодужного типов базальтоидов эвгеосинклинальные структуры могут быть разделены на три типа.

Первый тип представлен в Корякии. Это эвгеосинклинали, в которых происходит длительное накопление мощных кремнисто-вулканогенных серий в условиях открытого океана. Лишь на сравнительно позднем этапе океанические базальтоиды сменяются островодужными, что знаменует собой возникновение подводных геодантиклинальных хребтов и становление коры мафического типа. В классификации Н.П. Васильковского такой тип развития назван

геосинклинально-депресссионным. Судя по имеющимся данным, он характерен для периокеанических эвгеосинклиналей (талассогеосинклиналей). Неясно, каковы современные аналоги этого типа, поскольку депрессионные структуры периферии океана изучены недостаточно. Возможно, что к ним следует отнести океанические впадины типа Каролинских. Согласно взглядам некоторых авторов, можно думать, что подобные структуры могли формироваться в результате приращения к континенту (аккреции) даже внутриокеанических образований — в ходе дрейфа океанической плиты в сторону континента [Accretion..., 1983].

Второй тип представлен меловой геосинклиналью Камчатки и современной — Филиппинского моря. Они характеризуются появлением островодужных вулканических хребтов, отчленяющих депрессионную впадину от ложа океана и в дальнейшем расчленяющих геосинклинальный бассейн на ряд структурно-формационных зон, в которых параллельно накапливаются базальтоиды океанического и островодужного рядов. Н.П. Васильковский подобный тип развития назвал геоантиклинальным; он отличается ускоренным становлением субокеанической и субконтинентальной (в нашей терминологии — мафической континентальной) коры. Этот тип характерен для окраинно-континентальных геосинклиналей, развивающихся по типу окраинных морей.

Наконец, третий тип представлен внутриконтинентальными рифтогенными структурами типа Монголо-Охотский или Хоккайдо-Сихотэалинский; их современным аналогом может быть Калифорнийский залив. Здесь накопление островодужных базальтов не происходит, раннегеосинклинальные баозальтоиды формируются в условиях растяжения на новообразованной рифтогенной океанической коре. Эволюция таких шовных эвгеосинклиналей приводит к становлению мафической континентальной коры, "залечивающей" образовавшиеся разрывы.

Нужно подчеркнуть, что в литолого-формационном отношении, в большей мере зависящем от палеогеографических условий, все три типа структур различаются слабо и могут быть в равной степени причислены к эвгеосинклинальным.

Что касается островодужных комплексов, то их роль не сводится к участию в эвгеосинклинальных разрезах. Лишь там, где вулканические дуги образовались на океанической коре в тесном сочетании с задуговым рифтогенезом, островодужный процесс "вливается" в эвгеосинклинальный, а островодужные ассоциации приобретают столь тесную структурную связь с тыловодужными, что здесь те и другие выступают как части единого эвгеосинклинального процесса (до недавнего времени их, надо сказать, и не разделяли, и одни исследователи сравнивали их в целом с современными островодужными формациями, а другие, наоборот, подчеркивали их несходство и специфику). Но там, где вулканические дуги закладывались на коре континентальной (мафической или сиалической), они развивались обособленно от возникающих задуговых бассейнов и имеют ярко выраженные черты самостоятельных,

дейтероорогенных, никак не связанных с предшествующим геосинклинальным прогибанием структур. К этому вопросу мы еще вернемся в **Заключении**.

Итак, мафическая континентальная кора — это продукт эвгеосинклинального развития. Во многих случаях имеются доказательства того, что это развитие еще не завершено и находится на какой-то промежуточной стадии. Однако для некоторых участков можно уверенно констатировать, что развитие завершено, о чем говорят повсеместная смена собственно геосинклинальных формаций орогенными и широкое распространение и эволюционная продвинутость последних. Тем не менее характерный для сиалической коры континентов кислый состав, который определяется наличием гнейсов, гранитов и соответствующих терригенных пород, в эвгеосинклинальных областях нигде не достигается.

В этом отношении особенно яркий пример — **Корякская область**. Как мы видели, она сложена мощными вулканогенно-граувакко-сланцевыми сериями, интенсивно дислоцированными, насыщенными интрузиями базитов и гипербазитов, но почти нацело лишенными гранитных инъекций. Эти серии в основном мезозойско-кайнозойского возраста, однако включают в себя и палеозойские, и еще более древние образования — в них обнаружены рифейские акритархи. Существенно мафический состав этих комплексов заставляет думать, и это подтверждается геофизическими материалами, что гнейсо-гранитный слой в их подошве отсутствует, и, следовательно, их дорифейский фундамент представлен океанической корой. Эволюция в течение по меньшей мере миллиарда лет привела к увеличению мощности коры до 30 км, интенсивной складчатости, магматизму и консолидации коры, что фиксируется формированием позднемезозойских и кайнозойских мощных континентальных моласс, т.е. в конечном счете к превращению океанической коры в континентальную. Однако это кора особого, мафического типа, и контраст ее с типичной сиалической корой за весь длительный период геосинклинального развития так и не был сnivelирован.

Другой, теперь уже внутриконтинентальный пример таких отношений — узкая Монголо-Охотская эвгеосинклинальная зона, где, начиная со среднего докембрия и кончая пермью, накапливались мощные эвгеосинклинальные комплексы основного состава. Наличие мезозойских моласс указывает на завершенность геосинклинального развития, которое несмотря на огромную длительность так и не привело здесь к формированию кислой коры, типичной для континентов.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СИАЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНОТИХООКЕАНСКИХ СТРУКТУР

### СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА МАТЕРИКОВОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Строение сиалической коры материков общеизвестно — это мощная двухслойная кора с хорошо развитым "гранитным" слоем. Такая кора обрамляет тихоокеанские активные окраины со стороны континентов почти непрерывным кольцом. Происхождение сиалической коры рассматривалось в более ранних работах [Шульдинер, 1982; и др.], суть которых сводится к следующему.

В большинстве современных геотектонических концепций как фиксистского, так и мобилистского направлений принимается, что рост континентов осуществлялся путем трансформации океанической коры в континентальную вдоль активных окраин в ходе геосинклинального процесса, природа которого оставалась более или менее постоянной на протяжении всей геологической истории. Представление о такой перманентной аккреции материков основывается на двух главных аргументах. Первый — омоложение возраста подвижных зон к периферии континентов, что трактуется как результат "скачивания" геосинклиналей на океаническое ложе, по мере того как на их месте образуется новая континентальная кора. Второй — наблюдения над последовательностью магматических образований, которая, как известно, свидетельствует о постепенном нарастании в ходе геосинклинального развития роли гранитоидного материала.

Теперь приходится усомниться в решающей силе этих аргументов. Зоны, различающиеся по времени замыкания и по положению относительно границы континента, могут тем не менее иметь один и тот же древний возраст заложения и одинаково древний сиалический фундамент. Следовательно, наблюдаемое омоложение означает не перемещение узких геосинклиналей с одного места на другое, а последовательное сокращение первоначально очень широкой активной области по мере стабилизации ее внешних зон. Да и самое омоложение оказалось не столь регулярным, как это представлялось ранее. Что касается второго аргумента, то увеличение роли гранитоидного материала в процессе геосинклинального развития может быть связано не с преобразованием симатической коры в сиаль, а с ремобилизацией сиалического субстрата и подъемом кислых масс в ходе инверсии геосинклиналей.

Главное в этом вопросе заключается, однако, в том, что признаки существования полного цикла превращения океанической коры в развитую континентальную отсутствуют. В действительности там, где геосинклинали сформировались явно на океанической коре,

полной сиализации таких зон, как мы видели из предыдущих глав, не происходит. И наоборот, там, где развита типичная континентальная кора, оказывается, что она сформировалась на древнем сиалическом фундаменте. В этом отношении энсиалические миогеосинклинальные пояса с включенными в них срединными массивами почти всюду резко противостоят энсиматическим эвгеосинклинальным зонам.

Подобная картина, характерная для неогейских поясов, свидетельствует об автономном развитии континентальной и океанической коры в течение неогейя. Континентальная кора развивалась полициклически, с неоднократным кругооборотом сиалического вещества. Океаническая кора развивалась более направленно: ее мощность увеличивалась, состав до определенной степени раскислялся, складчатость и магматизм, преимущественно основной и отчасти средних, вели к консолидации и формированию континентальной, но особого типа, мафической по составу коры. Нарастание материков в неогее происходило главным образом за счет приращения к ним такой мафической коры, формировавшейся на месте эвгеосинклиналей. Объем мафической коры в целом невелик, и подавляющая часть ее приходится на типичную сиалическую кору, которая сформировалась еще в раннем докембрии. Отсюда мы должны заключить, что геологические процессы раннего докембрия, коль скоро они могли продуцировать континентальный сиаль в чрезвычайно больших объемах, должны были существенно отличаться от неогейских.

Эти процессы изучены на материалах по фундаменту древних платформ, где нижний докембрий представлен гораздо полнее.

Специальный анализ, предпринятый на примере Алдано-Витимского массива Сибирской платформы, показал, что в составе фундамента платформ существенно преобладают самые древние образования эогейского (более 3,5 млрд лет) возраста. Эогейские комплексы сохранили свой первозданный облик лишь в отдельных, ставших стабильными уже к концу эогейя блоках — литоплинтах, таких, как Алданский или Анабарский. Эогейские комплексы глубоко специфичны, и эта их специфика обусловлена прежде всего особым термальным режимом, господствовавшим на ранних стадиях геологической истории. Представление о термальном режиме в эогее дает изучение условий метаморфизма. Вопреки бытующим представлениям о том, что древнейшие комплексы равномерно метаморфизованы в гранулитовой фации, новые данные свидетельствуют о неоднородности их метаморфизма. Эогейские комплексы метаморфизованы в очень широком диапазоне температур и давлений, но вместе с тем обладают замечательным свойством: близкой к линейной зависимостью между этими параметрами. Такая зависимость указывает на однородное распределение температур по латерали и на литостатическую природу давления. Она позволяет установить положение эогейской геотермы, наклон которой оказывается неожиданно небольшим — порядка 15—20°С/км, что не сильно отличается от современного градиента. Однако эогейская геотерма

оказалась резко смещенной в высокотемпературную область, так что ее начальная точка, соответствующая температуре земной поверхности, попадает в интервал  $300 \pm 100^\circ\text{C}$ . Столь высокая температура поверхности возможна только при наличии плотной горячей атмосферы, обеспечивающей сильный парниковый эффект. Зная, что первичная атмосфера находилась в равновесии с гидросферой, можно рассчитать, что она имела существенно водно-углекислый состав при давлении у поверхности около 100—150 атм.

Охарактеризованным термальным режимом могут быть объяснены главные особенности зогейских комплексов, такие, как повсеместная высокая метаморфизованность при отсутствии существенных термальных градиентов, фациальная и структурно-формационная однородность по латерали и т.п. Эволюцией этого режима обусловлена также определенная вертикальная направленность в строении зогейских разрезов, которая позволяет осуществить их межрегиональную корреляцию.

Зогейские комплексы характеризуются мегаритмичным строением и включают в себя четыре крупные ритмосерии общей мощностью около 40 км. Каждая ритмосерия характеризуется преимущественным развитием основных кристаллических сланцев в низах и постепенным увеличением роли кислых, а затем карбонатных пород вверх по разрезу. Восстановление первичной природы зогейских формаций показало, что в низах зогей в целом преобладают вулканиты основного состава; подчиненные им кислые породы также представлены здесь метавулканитами. Вверх по разрезу увеличивается роль метасадков, а среди них возрастает количество кварцитов и глиноземистых пород и появляются известковые. В верхней ритмосерии роль карбонатных и глинисто-карбонатных отложений становится особенно значительной. Подобная направленность говорит о постепенной интенсификации осадочного литогенеза, обусловленной ростом гидросферы и увеличением кругооборота воды по мере остывания земной поверхности.

Отчетливо прослеживается и эволюция вулканогенных формаций. Составы самых древних метавулканитов соответствуют океаническим базальтам, а более молодые отвечают островодужным сериям, сначала эпиокеаническим, затем более зрелым. Тренд древнейших примитивных metabазальтов характеризуется повышенной глиноземистостью и слабой дифференцированностью, что можно объяснить выплавлением магм на высоких гипсометрических уровнях в условиях высокого стояния геоизотерм.

Таким образом, предложенная модель парникового эффекта и обусловленного им подъема геоизотерм согласуется со спецификой зогейского седиментогенеза, магматизма и метаморфизма. Главным результатом этих процессов явилась интенсивная эндогенная дифференциация мантийного материала, приведшая к быстрому формированию мощной глубоко и повсеместно метаморфизованной оболочки. Валовой состав этой оболочки, пересчитанный исходя из имеющихся данных о ее разрезе, оказался очень близким, вплоть до деталей, к составу современной континентальной коры и соот-

ветствует андезито-базальту, т.е. составу выплавившегося из мантии магматического вещества. Поверхностная же дифференциация этого вещества в условиях чрезвычайно активной среды дала тот резко контрастный химически и неравновесный гравитационно-профиль первичной коры, который мы наблюдаем в древнейших кристаллических массивах — литоплинтах.

Литоплинты дорифейской коры разделены диаплитами — областями глубокой тектоно-магматической переработки зогейских комплексов и формирования более молодых, протозогейских, с возрастом от 3,5 до 1,7 млрд лет. Диаплиты в отличие от литоплинтов имеют сложное гетерогенное строение. Их основными элементами являются относительно устойчивые зогейские глыбы и разделяющие их подвижные области геосинклинального и геоантиклинального типов.

Геоантиклинальные области можно назвать гнейсовокупольными поясами, так как они представляют собой обширные области развития гнейсовых куполов, группирующихся в виде местами цепочек, местами неправильных скоплений, нередко внушительных размеров. Особенности строения гнейсовых куполов свидетельствуют об интенсивном воздымании кислого материала в виде флюидно-расплавленных колонн, в которых массоперенос осуществляется в разных формах — в виде диапиров, интрузий магмы и гранитизирующих растворов. По сравнению с прилежащими зогейскими глыбами гнейсовокупольные пояса являются поднятыми и глубже эродированными формами, и, следовательно, участвующий в их строении материал произошел из глубинных сечений зогейской коры.

Области геосинклинального типа на сравнительно слабо эродированных диаплитах представлены зеленокаменными поясами — хорошо изученными и подробно описанными в литературе структурами, а на более глубоких уровнях — кристаллосланцевыми трогами, которые являются корнями зеленокаменных поясов. Те и другие имеют практически одинаковый структурный рисунок, характеризующий близость их форм, линейных размеров и расположения, преобладающие в обоих случаях грабен-синклинорные формы и близкий формационный состав; главное отличие кристаллосланцевых трогов заключается в более сильном метаморфизме, что обусловлено большей глубиной их эрозионного среза. Кристаллосланцевые трог почти всюду имеют синклинальное строение с простой воронкообразной формой поперечного сечения, что можно объяснить гравитационным стеканием, проваливанием вещества в глубину. Видимо, троговые структуры располагались над нисходящими ветвями конвекционных ячеек, восходящими ветвями которых были активно воздымавшиеся массы в соседних гнейсово-купольных поясах. В соответствии с таким перемещением масс распределялся и тепловой поток, обусловивший высокоградиентный метаморфизм в гнейсово-купольных поясах и низкоградиентный в кристаллосланцевых трогах.

Результатом конвекционного перемещения вещества было установление гравитационно-равновесного профиля земной коры и ее консолидация. Постепенно в течение протозоя континентальная кора

приобрела характерное для ее современного облика двухъярусное строение с нижним базитовым и верхним гнейсо-гранитовым слоями.

Накопление ювенильного материала в протогее происходило, как и в зогее, за счет андезито-базальтовых магм, но было более ограниченным, так что рост коры в протогее резко замедлился: если мощность зогейских супракрустальных образований достигает 40 км, то протогейских — обычно не более 10 км, причем они имеют гораздо более локальное распространение и частично образовались за счет вовлечения в кругооборот зогейского материала. Поэтому главным содержанием протогейского мегахрона было не наращивание континентальной коры, а консолидация, кратонизация сформировавшейся в основном еще в зогее супракрустальной оболочки.

В неогее дорифейская сиалическая кора стала основанием древних платформ (Сибирской, Китайской, Австралийской, Антарктической, Южно- и Северо-Американской), срединных кристаллических массивов (Эскимосского, Омолонского, Охотского, Ханкайского, Индо-китайского, Джорджтаун, Десеадо, Патагонского, Пампасского, Колорадского и др.) и разделяющих их миогеосинклинальных складчатых зон, которые в совокупности образуют континентальное обрамление тихоокеанских активных окраин. Блоки сиалической коры подстилают и значительную часть самих окраинных систем.

## СИАЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ОКРАИННЫХ СИСТЕМ ОХОТСКО-КАМЧАТСКИЙ БЛОК

Охотско-Камчатский блок занимает большую часть акватории Охотского моря и прилегающие участки Восточного Сахалина, Южной и Центральной Камчатки. Мощность коры Охотско-Камчатского блока до 30—32 км, из которых около половины приходится на "гранитный" слой (рис. 35). В верхней части коры, доступной для наблюдения, можно выделить гранитно-метаморфический субстрат и вулканогенно-

**Кристаллический ярус.** *Метаморфический субстрат обнажен на Камчатке, где слагает Срединнокамчатский и Ганальский кристаллические массивы.*

Срединнокамчатский массив расположен в южной части Срединного хребта и протягивается в меридиональном направлении на расстоянии около 200 км при ширине 30—40 км. Массив сложен в различной степени, метаморфизованными образованиями, залегающими ниже фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений (рис. 36).

Схема стратиграфии массива представлена в табл. 17. Основание разреза здесь слагает колпаковская серия, образованная древнейшими, предположительно протерозойскими породами. В нее включают наиболее метаморфизованные образования, в основном гнейсы, относительно возраста которых существуют разногласия: некоторые

Таблица 17  
Стратиграфическая схема доделовых толщ Срединного хребта Камчатки  
по А.И. Ханчуку [1985]

| Характерные типы пород   |   | Мощность,<br>м   | Возраст                    |
|--|---|------------------|----------------------------|
| Квахонская свита – слабо метаморфизованные дациты, реже базальты, туфы, гравелиты  |   | 2000             | Юра?                       |
| Малкинская серия   | Химкинская свита – альбит-актинолитовые сланцы по туфам, туффитам, метапесчаники, кварциты  | До 800<br>До 600 | Средний – верхний палеозой |
|  | Алисторская свита – амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам, кварциты   |                  |                            |
|  | Хейванская свита – метаморфизованные песчаники и алевролиты, реже аргиллиты, конгломераты и гравелиты (преимущественно серицит-хлоритовая, биотитовая и ставролитовая зоны метаморфизма)  | 500–2000         | Средний палеозой?          |
|  | Андриановская свита – амфиболовые, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, эпидот-клинопироксен-амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты по эффузивам основного состава, редко базальные метатуфоконгломераты | 0–700            |                            |
|  | Шихтинская свита – метаморфизованные терригенные отложения, в основном пелитовой размерности, базальные конгломераты и гравелиты (преимущественно ставролит-силлиманитовые и биотит-мусковитовые шлагиегнейсы и мигматиты)                      | 0–1500           |                            |
| Колпаковская серия – диафторированные кианитовые, кордиеритовые, кордиерит-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, редко гранатовые амфиболиты и кальцифилы |   | 2500             | Прогерозой?                |

геологи полагали, что гнейсы отражают лишь степень метаморфизма и их выделение не имеет стратиграфического смысла [Лебедев и др., 1970].

Дискуссия была обусловлена тем, что в кровле колпаковской серии долгое время не удавалось найти прямых доказательств несогласия, хотя в пользу его существования и приводились косвенные признаки [Геология СССР, 1964]. Авторы [Шульдинер и др., 1980] предприняли поиски такого несогласия к востоку от вулкана Хангар, где в крутых бортах р. Средняя Андриановка обнажается мощный разрез метаморфических толщ (рис. 37). Ранее этот разрез разделялся на камчатскую серию, сложенную метатерригенными отложениями, и вышележащую андриановскую свиту, представленную метавулканитами. В основании андриановской свиты предполагалось угловое несогласие. Однако его обнаружить не удалось, наоборот, наблюдаемое на границе толщи переслаивание метатерригенных и метавулканогенных пород привело к выводу об их согласном залегании. Но сама камчатская серия оказалась



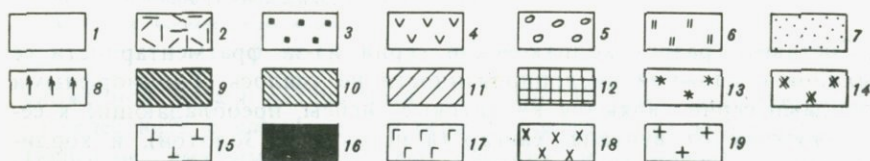
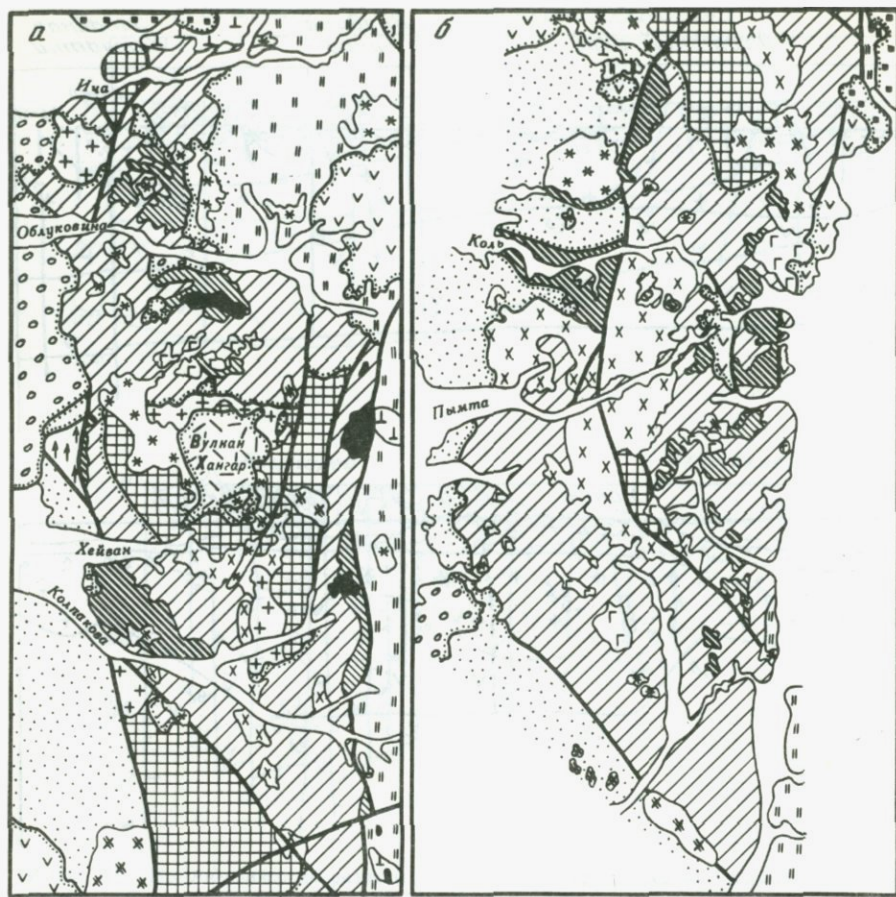


Рис. 36. Геологическое строение Срединнокамчатского кристаллического массива [Ханчук, 1985] (контуры участков см. на рис. 22)

1—3 — четвертичные отложения: 1 — аллювиальные, 2 — андезиты-липариты, 3 — базальты; 4, 5 — кайнозой: 4 — дочетвертичные базальты, адезиты, дациты, их туфы, конгломераты, 5 — песчаники, туффиты; 6 — верхний мел, ирунейская свита: зеленокаменно-измененные силлициты, туфы, туффиты, реже базальты и андезито-базальты; 7 — нижний—верхний мел, кихчинская серия: серцитизированные и хлоритизированные песчаники, алевролиты, аргиллиты, базальные и внутриформационные конгломераты и гравелиты; 8 — юра (?), квахонская свита: слабометаморфизованные дациты, базальты, туфы, гравелиты; 9—11 — палеозой: 9 — алисторская свита: амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам, 10 — химкинская свита: альбит-актинолитовые сланцы по туфогенным породам, 11 — хейванская, андриановская и шихтинская свиты: метаморфизованные терригенные и вулканогенные отложения с базальными конгломератами в основании шихтинской свиты; 12 — протерозой, колпаковская серия: диафторированные кианитовые и кордиеритовые гнейсы, редко гранатовые амфиболиты и кальцифиры; 13—19 — интрузивные образования: 13 — миоценовые габбро-нориты-гранодиориты, 14 — позднемеловые диориты-гранодиориты, 15 — габбро и монцонитоиды, 16 — дуниты, верлиты и клинопироксениты, 17 — позднепалеозойские кортландиты, нориты, диориты и тоналиты, 18 — позднепалеозойские и мезозойские тоналиты и трондъемиты, 19 — протерозойские граниты

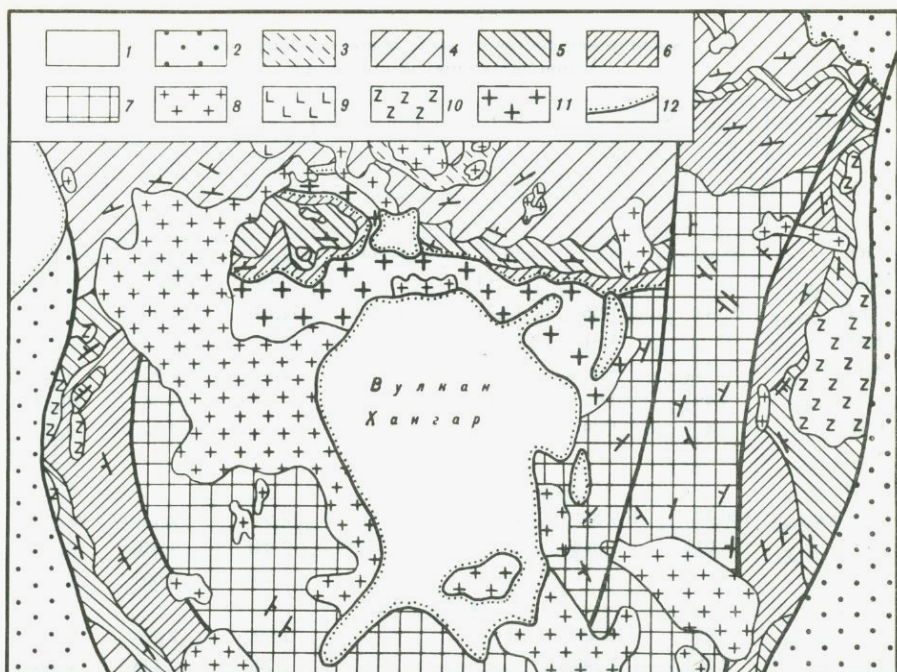


Рис. 37. Хангарский окаймленный купол в Срединном хребте Камчатки

1 — неоген-четвертичные образования; 2 — верхнемезозойские отложения, в основном вулканогенные; 3—6 — малкинская серия, прогрессивно метаморфизованные отложения: 3 — химкинская свита (зеленые сланцы), 4 — хейванская свита (метапесчаники, филлиты, слюдястые сланцы), 5 — андриановская свита (амфиболовые сланцы, эпидотовые амфиболиты), 6 — шихтинская свита (двусланяные, гранатовые, ставролитовые, андалузитовые и фибролитовые сланцы); 7 — колпаковская серия (диафторированные гранатовые, кианитовые, редко гранат-кордиеритовые и гранат-гиперстеновые гнейсы); 8—10 — позднемезозойско-кайнозойские интрузии кислого (8), основного (9) и ультраосновного (10) состава; 11 — домалкинские метаморфизованные граниты; 12 — несогласное залегание

участков выявляют существование лежащих изоклинальных складок с размахом крыльев от дециметров до метров. Первичная метаморфическая сланцеватость примерно параллельна полосчатости или совпадает с осевыми плоскостями изоклинальных складок, образованных полосчатостью. Вторичная сланцеватость пересекает первичную, но распространена неравномерно.

Метаморфизм колпаковской серии проявлялся по меньшей мере двукратно. Это доказывается данными о перекристаллизации пород колпаковской серии, замещении первичных минералов вторичными, а также результатами изучения химической зональности гранатов.

Прогрессивный метаморфизм серии относится к кианит-силлиманитовому типу в условиях от фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов до гранат-кордиерит-ортоклазовой. Породы фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов наиболее широко распространены в пределах Хангарского выхода. Кианитовые гнейсы мигматизированы и пронизаны гранитными жилами. Типичный парагенезис этой фации (в скобках — железистость минералов или номер плагиоклаза):

Таблица 18  
Химический состав сосуществующих минералов  
в породах колпаковской серии

| Компо-<br>ненты                | Гранат |        | Биотит | Плагиоклаз | Гранат |       | Биотит | Гранат |       | Кордиерит | Биотит | Гиперстен | Кордиерит | Биотит |  |
|--------------------------------|--------|--------|--------|------------|--------|-------|--------|--------|-------|-----------|--------|-----------|-----------|--------|--|
|                                | центр  | край   |        |            | центр  | край  |        | центр  | край  |           |        |           |           |        |  |
|                                | 1      |        |        |            | 2      |       |        |        | 3     |           |        |           | 4         |        |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 38,02  | 38,07  | 36,52  | 62,14      | 37,27  | 37,56 | 35,84  | 37,59  | 37,43 | 44,26     | 34,93  | 51,70     | 45,31     | 35,57  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | —      | —      | 2,53   | —          | 0,01   | 0,01  | 2,01   | 0,01   | —     | 0,01      | 4,32   | 0,01      | —         | 4,00   |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21,41  | 21,06  | 19,27  | 23,68      | 21,03  | 21,19 | 16,57  | 21,62  | 22,10 | 35,00     | 19,66  | 6,76      | 34,57     | 18,09  |  |
| FeO                            | 33,11  | 33,61  | 21,10  | 0,10       | 33,31  | 31,55 | 18,37  | 33,30  | 34,41 | 11,57     | 21,16  | 22,34     | 10,55     | 23,20  |  |
| MnO                            | 0,72   | 3,46   | 0,07   | —          | 1,42   | 1,82  | 0,12   | 1,46   | 1,14  | 0,03      | 0,06   | 0,14      | 0,20      | 0,12   |  |
| MgO                            | 4,49   | 2,51   | 7,82   | —          | 4,87   | 3,56  | 10,49  | 3,38   | 2,94  | 5,10      | 6,41   | 14,37     | 5,42      | 7,85   |  |
| CaO                            | 2,47   | 1,79   | —      | 5,80       | 1,03   | 3,46  | 0,01   | 1,80   | 1,60  | —         | —      | 0,04      | 0,14      | —      |  |
| Na <sub>2</sub> O              | —      | —      | 0,13   | 8,43       | —      | —     | 0,11   | —      | —     | 0,11      | 0,05   | —         | 0,16      | —      |  |
| K <sub>2</sub> O               | —      | —      | 9,96   | 0,19       | —      | —     | 9,16   | —      | —     | —         | 9,65   | 0,38      | —         | 9,36   |  |
| Сумма                          | 100,22 | 100,50 | 97,40  | 100,34     | 98,94  | 99,15 | 92,68  | 99,46  | 99,18 | 96,08     | 96,24  | 95,74     | 96,35     | 98,19  |  |
| Si                             | 3,011  | 3,044  | 2,737  | 2,760      | 2,998  | 3,050 | 2,795  | 3,128  | 3,175 | 4,767     | 2,657  | 2,096     | 4,866     | 2,674  |  |
| Ti                             | —      | —      | 0,143  | —          | 0,001  | 0,001 | 0,118  | 0,001  | —     | —         | 0,247  | —         | —         | 0,226  |  |
| Al <sup>IV</sup>               | —      | —      | 1,263  | 1,230      | —      | —     | 1,205  | —      | —     | 1,233     | 1,343  | —         | 1,134     | 1,326  |  |
| Al <sup>IV</sup>               | 1,998  | 1,985  | 0,439  | —          | 1,992  | 2,028 | 0,318  | 2,120  | 2,201 | 0,165     | 0,419  | 0,323     | 0,138     | 0,276  |  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2,193  | 2,248  | 1,323  | —          | 2,240  | 2,143 | 1,198  | 2,317  | 2,441 | 1,034     | 1,346  | 0,689     | 0,949     | 1,459  |  |
| Mn                             | 0,048  | 0,234  | 0,004  | —          | 0,097  | 0,125 | 0,008  | 0,103  | 0,082 | —         | 0,084  | —         | 0,019     | 0,008  |  |
| Mg                             | 0,530  | 0,299  | 0,874  | —          | 0,584  | 0,431 | 1,220  | 0,419  | 0,372 | 0,821     | 0,727  | 0,864     | 0,865     | 0,880  |  |
| Ca                             | 0,210  | 0,153  | —      | 0,280      | 0,888  | 0,301 | 0,001  | 0,160  | 0,105 | —         | —      | —         | 0,026     | —      |  |
| Na                             | —      | —      | 0,019  | 0,720      | —      | —     | 0,017  | —      | —     | 0,026     | 0,007  | —         | 0,026     | —      |  |
| K                              | —      | —      | 0,952  | 0,010      | —      | —     | 0,911  | —      | —     | —         | 0,936  | 0,019     | —         | 0,898  |  |

Примечание. 1 — кианитовый плагиогнейс, истоки р. Золотой; 2 — силлиманитовый гнейс, р. Левый Дукук; 3 — гнейс, перевал Квахона—Крутогорова; 4 — то же, истоки р. Платонич. Анализы выполнены на микроанализаторе.

гранат (80—87) — кианит—биотит (60—67) — мусковит — плагиоклаз (22—27) — кварц (вторичные минералы — андалузит, фибролит, ставролит (92), хлорит (54).

Исчезновение крупночешуйчатого мусковита и появление ортоклаза знаменуют переход к кианит-биотит-ортоклазовой фации. Парагенезис кианита и калиевого полевого шпата встречается редко. В кианитовых гнейсах в верховьях р. Средняя Андриановка обнаружен крупнокристаллический силлиманит, который совместно с кианитом замещается андалузитом. Типичные парагенезисы: гранат (89) — кианит—биотит (74) — ортоклаз—плагиоклаз (24) — кварц (вторичные минералы — андалузит, фибролит, мусковит, хлорит); гранат (79) — силлиманит—биотит (55) — ортоклаз—плагиоклаз (25) — кварц (вторичные — мусковит, плагиоклаз (12)); гранат (87) — клинопироксен (34) — плагиоклаз (90) — кварц (вторичные — роговая обманка, хлорит); гранат (88) — роговая обманка (63) — плагиоклаз.

Наиболее высокометаморфизованными породами колпаковской серии являются породы гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации, впервые отмеченные Ю.А. Альбовым и А.Ф. Шпагиным. Они известны в настоящее время в Хангарском и Воровском выходах колпаковской серии. Типичные парагенезисы: гранат (83—85) ± кордиерит (56) — биотит (65—71) — ортоклаз—плагиоклаз (27—30) — кварц; кордиерит (51) — биотит (67) — ортоклаз—плагиоклаз (32) — кварц; гиперстен (44) — кордиерит (52) ± гранат (85) — биотит (62) — ортоклаз—плагиоклаз (30) — кварц (вторичные минералы — андалузит, фибролит, мусковит, биотит, хлорит). Химизм минералов показан в табл. 18. Преобладают кордиеритовые гнейсы, гранатовые и гранат-кордиеритовые встречаются редко и еще реже — гиперстенные. Однако парагенезисы с гиперстеном имеют важное значение, поскольку свидетельствуют о том, что метаморфизм пород колпаковской серии достигал гранулитовой фации. Гранулиты, скорее всего, не являются продуктом

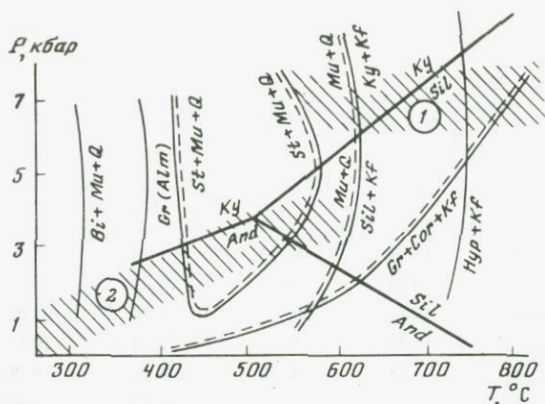


Рис. 38.  $P$ — $T$ -условия первичного метаморфизма колпаковской (1) и малкинской (2) серий

древнего монофациального метаморфизма: они не образуют самостоятельных выступов, но их минеральные парагенезисы, будучи наиболее высокотемпературными, тем не менее согласуются с парагенезисами окружающих их более низкотемпературных пород и могут рассматриваться совместно с ними в рамках единой зональности.

Температура первичного метаморфизма пород колпаковской серии, согласно петрогенетической схеме С.П. Кориковского [1979], менялась от 560 до 800°C. Оценка температур по гранат-биотитовому термометру Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова [1976] дает сходные значения. Давление по той же петрогенетической схеме и геобарометрам Л.Я. Арановича и К.К. Подлесского [1980, 1982] ( $6$ — $8$ ) $\cdot 10^5$  Па (рис. 38).

Повторный метаморфизм колпаковской серии отличается значительно меньшей глубиной. Об этом говорит замещение первичного кианита в гнейсах андалузитом и фибролитом.

Возраст циркона из гнейсов колпаковской серии в верховьях р. Воровской 1300 млн лет [Кузьмин, Чухонин, 1980].

Колпаковская серия инъецирована метагранитами, наиболее крупный выход которых обнажен в бассейне р. Крутогорова. Они совместно с колпаковской серией подстилают вышележащую малковскую. Граниты рассланцованы и метаморфизованы изофациально и, очевидно, одновременно с повторным метаморфизмом колпаковской серии. По химическому и минеральному составу это нормальные граниты с микроклином (табл. 19); данное обстоятельство следует особо подчеркнуть, так как раньше в Срединнокамчатском массиве были известны лишь натровые гранитоиды и отсутствие калиевых гранитов рассматривали как признак отсутствия зрелой континентальной коры в основании выступа.

Выше колпаковской серии залегает комплекс отложений, отличающийся резко неоднородным метаморфизмом. Раньше его делили на две серии (камчатскую и малкинскую), полагая, что различия в уровне метаморфизма определяются разным временем его проявления [Геология СССР, 1964]. Сейчас стало очевидным, что рас-

Таблица 19  
Химический состав гранитов Крутогоровского массива

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3       | 4     | 5     | 6      | 7      |
|--------------------------------|-------|-------|---------|-------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 69,40 | 69,70 | 69,85   | 71,10 | 71,30 | 71,80  | 75,00  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,40  | 0,52  | 0,17    | 0,50  | 0,41  | 0,33   | 0,15   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,68 | 14,19 | 14,43   | 13,66 | 14,25 | 14,19  | 11,80  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,09  | 1,70  | 1,98    | 1,70  | 1,58  | 2,02   | 1,70   |
| FeO                            | 1,58  | 2,40  | 0,97    | 2,30  | 1,51  | 2,05   | 1,07   |
| MnO                            | 0,07  | 0,07  | 0,03    | 0,07  | 0,05  | 0,04   | 0,06   |
| MgO                            | 1,78  | 1,53  | 0,77    | 1,38  | 1,08  | 0,52   | 0,70   |
| CaO                            | 2,16  | 2,13  | 1,28    | 1,72  | 1,44  | 0,88   | 0,64   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,37  | 2,98  | 2,42    | 3,05  | 3,24  | 3,56   | 3,40   |
| K <sub>2</sub> O               | 3,02  | 3,56  | 6,88    | 3,43  | 4,28  | 3,43   | 4,45   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,04  | 0,04  | 0,02    | 0,02  | —     | 0,20   | 0,10   |
| П.п.п.                         | 1,11  | 0,77  | 0,17    | 0,69  | 0,59  | 0,69   | 0,55   |
| Сумма                          | 99,65 | 99,56 | 100,26* | 99,61 | 99,73 | 100,42 | 99,66* |
| Ni                             | 17    | 29    | 18      | 28    | 31    | —      | 16     |
| Co                             | 5     | 9     | 3       | 11    | 8     | —      | 5      |
| Cr                             | 36    | 36    | 36      | 44    | 50    | —      | 26     |
| V                              | 62    | 83    | 30      | —     | 76    | —      | 38     |
| B                              | 14    | 13    | —       | 15    | 14    | —      | 15     |
| Cu                             | 11    | 25    | 19      | 6     | 11    | —      | 37     |
| Zn                             | 76    | 150   | 35      | 91    | 63    | —      | 41     |
| Pb                             | 19    | 15    | 90      | 26    | 42    | —      | 23     |
| Sn                             | 5     | 7     | 3       | 9     | 6     | —      | 5      |
| Mo                             | —     | —     | —       | —     | 1     | —      | 1      |
| Ag                             | 0,04  | 0,04  | 0,08    | 0,04  | 0,05  | —      | 0,15   |

\* Дополнительно определено P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: 3 — 1,29, 7 — 0,09.

смаатриваемые отложения охвачены единым зональным метаморфическим ореолом (исключение составляют узлокализированные выходы метавулканитов квахонской свиты, метаморфизованные в особых условиях глаукофансланцевой фации). Возникла необходимость в ином подходе к стратиграфическому расчленению — на литологической основе, что привело к существенным изменениям в понимании стратиграфии, в частности к упразднению камчатской серии.

Наиболее полный разрез малкинской серии обнажен в истоках р. Крутогорова (см. рис. 37). Здесь в правом борту реки выше гранитов Крутогоровского плутона последовательно сменяют друг друга четыре толщи метаосадочных и метавулканических пород. Нижняя толща парапород выделена, как указывалось, в шихтинскую свиту. Выше лежащие свиты имеют устоявшиеся названия (снизу): андриановская (метавулканиды), хейванская (метаосадки) и химкинская (метавулканиды).

Шихтинская свита сложена гранат-ставролит-двуслюдными слан-

цами с редкими прослоями гранат-двуслюдяных и двуслюдяных сланцев. В основании свиты залегают грубозернистые метаморфические породы, которые образуют маломощный (до 1,5 м), но выдержанный по простиранию горизонт, облекающий с севера Крутогоровский гранитный массив. Грубозернистые породы содержат эллипсоидальные включения гнейсов и гранитов размером до 5—6 см, которые либо рассеяны, либо образуют скопления. Под микроскопом в грубозернистых породах обнаруживаются реликты обломочной псефитовой структуры; в обломках распознаются граниты и гранат-биотитовые гнейсы; первые аналогичны гранитам Крутогоровского массива, вторые — гнейсам колпаковской серии, выходы которой располагаются в нескольких сотнях метров к югу. Эти данные позволяют квалифицировать рассматриваемые грубозернистые породы как метаморфизованные гравелиты, содержащие обломки и гальку подстилающих пород. Общая мощность шихтинской свиты меняется: в бассейне р. Крутогорова она достигает 150 м, в направлении к западу уменьшается вплоть до полного выклинивания.

Андреановская свита в восточной части этого района залегает на шихтинской согласно, с постепенным переходом, а в западной, где шихтинская свита выклинивается, андреановская ложится непосредственно на граниты Крутогоровского массива; здесь в ее основании наблюдаются метаморфизованные конгломераты, обнаруженные А.Ф. Марченко [Геология СССР, 1964]. В гальках распознаются, в частности, крутогоровские сланцеватые граниты, массивные гранитоиды, а также обломки пород, похожих на гнейсы. Андреановская свита сложена преимущественно массивными темно-зелеными амфиболитами. Ее мощность достигает здесь 200 м. Хейванская свита (до 600 м) залегает на андреановской также согласно, однако контакт резкий, постепенные переходы отсутствуют. В нижней части разреза (около 150 м) преобладают среднезернистые, часто гранатсодержащие метаморфические сланцы, среди которых встречаются редкие линзы и пласты грубозернистых пород — метаморфизованных аркозовых песчаников и гравелитов. Вверх по разрезу метаморфизм ослабевает, и в породах хорошо сохраняются их первичные особенности, по которым они могут быть разделены на метапесчаники и метааргиллиты. Химкинская свита залегает на хейванской согласно с постепенным переходом. Она сложена эпидот-актинолитовыми и кварц-эпидот-актинолитовыми зелеными сланцами, метапесчаниками и кварцитами. Зеленые сланцы преобладают в составе свиты; участие метапесчаников и кварцитов невелико — не более 5%. Мощность химкинской свиты в истоках р. Крутогорова не менее 150 м; общая же мощность малкинской серии здесь около 1000 м.

Выделенные свиты прослежены на юг, вплоть до бассейнов рек Колпакова и Хейван (см. рис. 36). Здесь нижняя толща метаморфизованных терригенных пород была описана В.П. Мокроусовым в качестве стратотипа шихтинской свиты; по его данным, она несогласно перекрывает колпаковскую серию. Выше залегает толща амфиболитов, которая всеми исследователями относилась к андреанов-

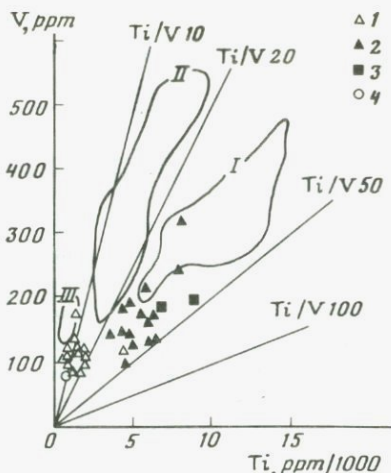
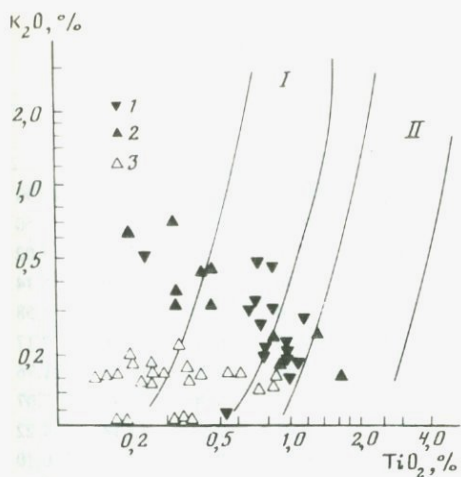


Рис. 39. Составы метавулканитов малкинской серии на диаграмме  $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$

1, 2 — базальты андриановской (1) и алисторской (2) свит; 3 — пикриты и пикрито-базальты алисторской свиты. I, II — поля составов океанических и островодужных базальтов

Рис. 40. Составы метавулканитов малкинской серии на диаграмме  $\text{Ti—V}$

1 — базальты; 2 — пикриты, пикрито-базальты; 3 — базальты траппов Сибирской платформы [Лутц, 1980]; 4 — хондриты [Shervais, 1982]. Поля: I — базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, II — тихоокеанских вулканических дуг, III — бонинитов [Shervais, 1982]

ской свите; ее породы по минеральному и химическому составу не отличаются от соответствующих пород в крутогоровском разрезе. Залегающая на андриановской свите толща метаморфизованных терригенных пород является стратотипом хейванской свиты. Венчает разрез толща сравнительно слабо метаморфизованных лав, представленных не базальтами, как считалось прежде, а преимущественно пикритами. Ультраосновной состав эффузивов не позволяет сопоставить рассматриваемую толщу ни с одной из известных в Срединнокамчатском массиве свит, и она была выделена А.И. Ханчуком как самостоятельное подразделение — алисторская свита. Алисторская свита является фаціальным аналогом химкинской, что доказывается прямыми наблюдениями: толща метаморфизованных основных и ультраосновных эффузивов, развитая на левобережье р. Немтик, к югу постепенно замещается толщей зеленых сланцев с пластами кварцитов, которая всегда рассматривалась как химкинская свита. Другим признаком фаціальной связи химкинской и алисторской свит является присутствие в обеих свитах одинаковых кварцитов.

И базальты и пикриты алисторской свиты относятся к толейтовой серии, но отличаются от своих океанических и островодужных аналогов резко пониженным содержанием  $\text{TiO}_2$  при умеренных и пониженных содержаниях  $\text{K}_2\text{O}$  (табл. 20). Характерная для большинства базальтоидов положительная корреляция этих двух элементов в данном случае отсутствует; скорее, можно говорить о намечающейся отрицательной корреляции (рис. 39). Те же осо-

Таблица 20  
Химический состав метаэффузивов андриановской  
и алисторской свит

| Компо-<br>ненты                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9      | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    | 16     | 17    | 18    | 19    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,20 | 51,10 | 48,10 | 49,00 | 48,60 | 46,60 | 50,50 | 46,15 | 48,90  | 48,15 | 48,20 | 48,15 | 43,65 | 41,75 | 42,65 | 44,40  | 42,65 | 44,10 | 42,97 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,85  | 0,75  | 0,96  | 0,99  | 1,01  | 0,96  | 0,80  | 0,31  | 0,50   | 1,27  | 0,37  | 0,19  | 0,36  | 0,73  | 0,21  | 0,11   | 0,21  | 0,29  | 0,16  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,78 | 12,27 | 14,98 | 14,35 | 14,98 | 14,45 | 13,92 | 15,84 | 13,02  | 13,62 | 10,81 | 13,20 | 10,26 | 11,50 | 9,15  | 9,54   | 9,15  | 9,88  | 11,44 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,28  | 5,70  | 5,81  | 2,90  | 5,80  | 2,80  | 6,21  | 4,40  | 6,14   | 4,40  | 0,86  | 3,78  | 8,67  | 6,90  | 4,49  | 5,44   | 4,49  | 6,71  | 1,02  |
| FeO                            | 7,39  | 6,80  | 5,56  | 8,18  | 5,89  | 8,50  | 6,21  | 6,62  | 4,58   | 7,26  | 6,40  | 4,24  | 2,73  | 4,99  | 5,28  | 5,27   | 5,28  | 3,37  | 7,26  |
| MnO                            | 0,19  | 0,27  | 0,24  | 0,24  | 0,26  | 0,25  | 0,10  | 0,18  | 0,17   | 0,20  | 0,23  | 0,17  | 0,19  | 0,23  | 0,21  | 0,25   | 0,21  | 0,25  | 0,20  |
| MgO                            | 8,99  | 9,74  | 9,94  | 9,87  | 9,67  | 9,04  | 9,22  | 11,70 | 11,76  | 9,39  | 13,64 | 15,39 | 20,00 | 19,50 | 18,14 | 22,35  | 18,14 | 22,40 | 22,98 |
| CaO                            | 8,21  | 9,27  | 10,48 | 10,24 | 10,00 | 13,16 | 9,20  | 8,90  | 7,07   | 11,28 | 10,39 | 7,90  | 7,50  | 8,20  | 11,13 | 5,63   | 11,13 | 6,68  | 6,23  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,63  | 2,91  | 2,75  | 2,96  | 3,10  | 2,07  | 2,51  | 2,18  | 4,22   | 2,92  | 2,85  | 2,50  | 1,09  | 0,82  | 0,97  | 0,97   | 0,97  | 0,54  | 0,73  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,29  | 0,26  | 0,17  | 0,20  | 0,12  | 0,24  | 0,19  | 0,01  | 0,10   | 0,24  | 0,14  | 0,01  | 0,01  | 0,11  | 0,16  | 0,12   | 0,16  | 0,14  | 0,12  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,00  | 0,02  | 0,03  | 0,02  | 0,07  | 0,05  | 0,14  | 0,13  | 0,01   | 0,07  | 0,13  | 0,16  | 0,17  | 0,03  | 0,22  | 0,23   | 0,22  | 0,21  | 0,15  |
| П.п.п.                         | 0,80  | 0,50  | 0,56  | 0,37  | 0,90  | 1,44  | 0,53  | 3,00  | 3,60   | 1,03  | 5,86  | 3,54  | 4,83  | 5,03  | 7,12  | 5,62   | 7,12  | 5,14  | 6,46  |
| Сумма                          | 99,61 | 99,59 | 99,58 | 99,52 | 99,68 | 99,56 | 99,53 | 99,48 | 100,07 | 99,83 | 99,88 | 99,23 | 99,50 | 99,79 | 99,73 | 100,06 | 99,73 | 99,71 | 99,69 |
| Ni                             | 60    | 90    | 72    | 58    | 80    | 100   | 140   | 200   | 170    | 170   | 340   | 530   | 600   | 820   | 910   | 710    | 910   | 910   | 880   |
| Co                             | 40    | 33    | 50    | 60    | 46    | 44    | 50    | 66    | 33     | 33    | 36    | 53    | 110   | 91    | 43    | 80     | 140   | 43    | 100   |
| Cr                             | 460   | 200   | 260   | 260   | 270   | 240   | 330   | 320   | 200    | 200   | 300   | 850   | 980   | 860   | 560   | 1700   | 1400  | 560   | 890   |
| V                              | 120   | 89    | 170   | 130   | 130   | 150   | 140   | 120   | 180    | 180   | 98    | 80    | 89    | 90    | 110   | 98     | 170   | 110   | 110   |
| B                              | 21    | 23    | 32    | 32    | 31    | 31    | 83    | 17    | 6      | 6     | 2     | 17    | 19    | 16    | 3     | 5      | 13    | 3     | 6     |
| Cu                             | 75    | 20    | 260   | 140   | 70    | 58    | 70    | 210   | 120    | 120   | 100   | 25    | 150   | 50    | 120   | 120    | 51    | 120   | 9     |
| Zn                             | 81    | 96    | 69    | 69    | 66    | 66    | 47    | 71    | 63     | 63    | 26    | 43    | 73    | 36    | 59    | 49     | 51    | 59    | 370   |
| Pb                             | 6     | 3     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —     | —     | —     |

Примечание. 1—7 — андриановская свита, метабазалты; 8—19 — алисторская свита: 8—10 — метабазалты, 11, 12 — метапикрито-базалты, 13—19 — метапикриты.

бенности присущи базальтам андриановской свиты. Специфика малкинских пикритов и базальтов отчетливо проявлена и на соотношении Ti и V (рис. 40). Для обоих этих элементов характерна невысокая подвижность при метаморфизме, и в то же время соотношение Ti и V сильно зависит от параметров исходной магмы и условий ее кристаллизации [Shervais, 1982]. Анализ диаграммы показывает, что по соотношению Ti и V пикриты близки к метеоритам; практически это отношение соответствует обычно принимаемому для мантии. Следовательно, пикриты алисторской свиты могут рассматриваться как недифференцированные продукты глубокого плавления мантийного вещества. Можно полагать, что связанные с ними базальты являются продуктами частичного плавления того же источника (или дифференциации пикритовой магмы) с фракционной кристаллизацией в последовательности оливин+шпинель — оливин+клинопироксен+плагиоклаз. Такая последовательность соответ-

ствует реально наблюдаемой в эффузивах алисторской свиты. По этому признаку базальты андриановской и алисторской свит резко отличаются от островодужных и напоминают базальты срединно-океанических хребтов, а также траппов древних платформ. Сопоставление с последними нам кажется более правильным, учитывая геологическое положение малкинского пикрит-базальтового комплекса и высокую глиноземистость связанных с ним ультрамафитов (в том числе и интрузивных кортландитов), типичную для траппов древних платформ и связанных с ними расслоенных интрузий.

Вопрос о возрасте малкинской серии до сих пор не получил твердого решения. Имеются лишь отрывочные данные, которые позволяют высказать некоторые предположения и то лишь в очень общей форме. Палинологическими исследованиями в породах, относимых к хейванской свите, выявлено присутствие двух типов спор: представительного среднепалеозойского комплекса (девон—карбон)

и разрозненных мезозойских, в том числе и меловых спор. В отложениях вышележащей химкинской свиты найдены пермские и меловые формы [Сиверцева, Смирнова, 1974; Сиверцева, 1975]. Но так как геологическими наблюдениями установлено, что меловые отложения залегают на этих породах несогласно, то предпочтение следует отдать более древним спорам, датируя серию в целом как палеозойскую.

Как отмечалось, характерная особенность малкинской серии — резкая неоднородность ее метаморфизма. Еще раз напомним, что существуют две главные концепции, объясняющие разный уровень метаморфических преобразований в Срединном хребте: 1) неоднородность метаморфизма — результат сочетания разновозрастных комплексов, каждый из которых характеризуется определенным уровнем метаморфизма. Наиболее глубоко метаморфизованные породы (гнейсы) объединены в нижнее стратиграфическое подразделение — колпаковскую серию, более умеренно метаморфизованные — в камчатскую, слабо метаморфизованные — в хейванскую. Все метаморфиты рассматриваются как домеловые образования, а меловые отложения считаются практически не метаморфизованными (Б.Ф. Дьячков, В.П. Мокроусов, А.Ф. Марченко и др. [Геология СССР, 1964]); 2) неоднородность выражает латеральную зональность однофазного метаморфизма, который проявился в конце мела. Субстратом являются верхнемеловые отложения, и породы разных ступеней метаморфизма относятся к единому стратиграфическому интервалу [Лебедев и др., 1970; Маракушев и др., 1971].

Новые исследования показывают, что эти две концепции нельзя считать альтернативными и что они не исчерпывают проблему. В Срединном хребте действительно существуют разновозрастные метаморфические ореолы, но каждый из них не является однородным, а включает в разной степени метаморфизованные породы, т.е. имеет зональное строение. Разновозрастные ореолы отчасти пространственно совмещены и наложены друг на друга. Субстратом служат серии разного возраста, но их возраст и уровень метаморфизма плохо коррелируются. Задача, следовательно, состоит в исследовании строения и в возрастном расчленении метаморфических ореолов.

Ореол метаморфизма, охватывающий малкинскую серию, многие геологи считали сравнительно низкотемпературным, не достигающим зоны мигматитов. Дело в том, что в зоне мигматизации резко меняются текстуры пород, появляются многочисленные жилы гранитов и пегматитов, благодаря чему фронт этой зоны выглядит резкой границей, которая легко картируется и ошибочно воспринимается как стратиграфическая. Однако существуют доказательства единства зоны мигматизации с более низкотемпературными зонами, которые выражаются закономерной сменой минеральных парагенезисов в общей метаморфической зональности малкинского возраста. Это убедительно продемонстрировано в более ранних работах [Лебедев и др., 1970; Маракушев и др., 1971; Смирнов, Сеница, 1975] и подтверждается новыми данными благодаря прослеживанию маркирующих стра-

тиграфических подразделений из зон слабого метаморфизма в зону гнейсов и мигматитов.

На основе этих данных в породах малкинской серии можно выделить следующие зоны метаморфизма: серицит-хлоритовую, биотитовую, гранатовую (фашия зеленых сланцев), ставролит-андалузитовую (кианитовую), ставролит-силлиманитовую и силлиманитовую (фашия биотит-мусковитовых гнейсов). Фронт мигматизации примерно совпадает с нижней границей ставролит-силлиманитовой зоны. Картирование зональности показывает, что на каждом отдельном участке степень метаморфизма увеличивается вниз по разрезу так, что метаморфизм шихтинской и андриановской свит обычно не опускается ниже ставролитовой фашии, а хейванской, химкинской и алисторской — не поднимается выше. Вместе с тем, как отмечалось, стратиграфические и метаморфические границы не совпадают и уровень метаморфизма меняется по простиранию.

Определяющими для понимания условий метаморфизма малкинской серии являются парагенезисы ставролита с полиморфными модификациями силиката глинозема. Наиболее характерна смена ставролит-андалузитовой зоны ставролит-силлиманитовой. Парагенезис ставролита и силлиманита известен во всех районах развития сильно метаморфизованных пород малкинской серии. Изредка встречается и парагенезис ставролита и кианита. Как было показано М.М. Лебедевым с соавторами [1970], ставролит-кианитовая зона с повышением температуры сменяется ставролит-силлиманитовой; порядок же расположения в ореоле ставролит-андалузитовой и ставролит-кианитовой зон оказывается разным в разных пунктах.

Представительность минеральных парагенезисов пород малкинской серии дает возможность определить  $P$ - $T$ -условия во всем интервале метаморфизма (см. рис. 38). Приведенные данные свидетельствуют о том, что метаморфизм имеет хорошо выраженный прогрессивный характер. С этим согласуется отчетливая прогрессивная химическая зональность граната, наблюдаемая во всем интервале его устойчивости, начиная с верхов зеленосланцевой фашии. Каких-либо данных о более раннем региональном метаморфизме этих отложений нет.

Метаморфизм же колпаковской серии, как указывалось, проявлен дважды. При этом повторный метаморфизм колпаковской серии соответствует метаморфизму малкинской. Последний по сравнению с ранним метаморфизмом протекал при значительно более низких давлениях, однако его температура (фашия силлиманит-биотит-мусковитовых гнейсов) достигала уровня, характерного для ранней генерации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов колпаковской серии, и такое перекрытие нередко создает трудности при разделении пород двух серий.

Таким образом, в пределах Срединнокамчатского выступа мы имеем дело с метаморфическими ореолами двух возрастов. Ранний, домалкинский, проявлен только в колпаковской серии. Он сформировался в условиях высоких температур и очень высоких давлений и относится к низкоградиентному типу. Термальная структура

ранней зональности, судя по изученным деталям Хангарского купола (см. рис. 37), не подчиняется тектонической структуре малкинской серии. Поздний ореол наложен и на колпаковскую и на малкинскую серию, а также на крупные тоналитовые массивы типа Кольского [Смирнов, Сеница, 1975]. Он характеризуется более умеренными температурами и давлениями и относится к высокоградиентному типу. Термальная структура позднего ореола конформна тектонической структуре малкинской серии, что свидетельствует об их сингенетичности.

Возраст позднего метаморфического ореола окончательно не определен. Некоторые геологи считают его позднемел-палеогеновым, полагая, что своей низкотемпературной частью этот ореол захватывает и верхнемеловые отложения. Действительно, в верхнем мелу местами проявлены слабые метаморфические изменения. Это предположение согласуется также с К—Аг-определениями метаморфических пород малкинской серии и приуроченных к ней гранитоидов, которые преимущественно соответствуют позднему мелу—палеогену. Однако приходится считаться с тем, что метаморфизм в меловых отложениях проявлен в наиболее низкотемпературных фациях. Не исключено, что это самостоятельная фаза слабых локальных преобразований, влияние которой на более высокотемпературные породы субстрата не распознается, а слияние с ранними низкотемпературными зонами является только кажущимся. Видимо, высокотемпературная зональность малкинской серии имеет все же домеловой возраст, так как она не затрагивает цемент так называемых барабских конгломератов в северной части массива; в то же время все исследователи, изучавшие конгломераты, отмечают присутствие в них гальки метаморфических пород малкинской серии. Возраст этих конгломератов по находкам фауны и флоры определяется как позднемеловой (домастрихтский?) [Смирнов, Марченко, 1976].

Особо следует остановиться на структуре Срединнокамчатского массива. Она отличается большой сложностью и обычно рассматривается как результат полной геосинклинальной складчатости; сам кристаллический массив выступает при этом как часть огромного антиклинория. Новые данные вносят в эти представления существенные коррективы. Если складчатая структура колпаковской серии действительно очень сложна и с трудом поддается расшифровке, то на малкинскую серию это не распространяется. Прослеживание маркирующих пачек метавулканитов показало, что почти на всей территории массива они, как и вся серия, залегают очень полого. Метаморфогенная структура серии в тех случаях, когда сланцеватость и слоистость совпадают, проста и представлена мелкими изгибами плоскостей сланцеватости. Но когда сланцеватость занимает секущее положение по отношению к слоистости, в породах появляются мелкие сложные деформации границ слоев; именно эти деформации и создавали ложное впечатление сильной дислоцированности всей серии. Меловые кремнисто-вулканогенные образования, примыкающие к массиву с востока (ирунейская свита), сильно дислоцированы. Но в пределах массива они залегают почти

горизонтально и нередко подстилаются и отчасти фациально замещаются терригенными отложениями. В меловых отложениях западной части массива (кихчинская серия), примыкающих или залегающих непосредственно на более древних породах, также наблюдается субгоризонтальное положение слоистости.

Эта пологоволнистая структура в ряде мест заметно нарушается приразломными складчатыми дислокациями, надвигами. Но наиболее характерный усложняющий элемент — гнейсовые купола, фиксируемые в разных частях Срединнокамчатского массива [Лебедев и др., 1970; Смирнов, Сеница, 1975; Шульдинер и др., 1980]. Наиболее полно в настоящее время изучены Хангарский купол на севере массива и Кольский в его центральной части.

Хангарский купол (см. рис. 37) имеет почти изометричную форму (50×60 км). Ядро купола сложено преимущественно гнейсами колпаковской серии, а обрамление — кристаллическими сланцами малкинской. Две терригенные и две вулканогенные свиты малкинской серии прослежены вокруг ядра купола. На всем протяжении они характеризуются согласными взаимоотношениями и полого погружаются в стороны от центра купола. Складки высоких порядков в обрамлении Хангарского купола встречаются редко. Они представлены складками течения с амплитудой в дециметры и редко метры. Их осевые плоскости соответствуют сланцеватости, пересекающей слоистость под разными углами. Но в целом сланцеватость (ориентировка метаморфических минералов) и кливаж (ориентировка поверхностей скольжения) субпараллельны слоистости. Исключением является южное замыкание купола, где угол между сланцеватостью и слоистостью достигает 40°. Купол сланцеватости осложнен мелкими складками, оси которых простираются, как правило, в субмеридиональном направлении. Следует отметить, что сланцеватость более характерна для сравнительно высокотемпературных зон метаморфизма, в зеленосланцевой зоне более обычен кливаж, тонкий или грубый в зависимости от пелитового или псаммитового состава пород.

Как отмечалось, между ядром купола (колпаковская серия) и его обрамлением (малкинская серия) установлено стратиграфическое несогласие, причем еще до метаморфизма малкинской фазы породы колпаковской серии были интенсивно метаморфизованы и пронизаны гранитами. Повсеместно отмечается и структурное несогласие между ядром купола и его обрамлением. На складчатую структуру колпаковской серии в ядре купола наложена вторичная сланцеватость, представленная тонкозернистыми сегрегациями темноцветных минералов в виде зон толщиной до нескольких миллиметров, пересекающих более крупнозернистую первичную сланцеватость.

Выявленные особенности строения Хангарской структуры дают основание считать ее окаймленным гнейсовым куполом. Аналогичная структура изучена в бассейне р. Коль С.М. Сеницей, но здесь в ядре купола обнажены тоналиты, подвергшиеся рассланцеванию и метаморфизму совместно с обрамляющей ядро малкинской серией.

Таким образом, на всем протяжении Срединнокамчатского мас-

сива отчетливо проявляется двухъярусность его строения. Это позволяет рассматривать кристаллический массив как структуру платформенного типа, фундамент которого сложен сильно дислоцированными докембрийскими образованиями, а чехол — полого залегающими фанерозойскими отложениями. Возможно, что Срединнокамчатский массив представляет собой край Охотоморской плиты, подвергшийся интенсивной тектоно-магматической и метаморфической активизации [Ханчук, 1985].

Ганальский массив по сравнению со Срединнокамчатским имеет значительно меньшие размеры и состоит из двух разнородных блоков [Герман и др., 1976]. Южный блок сложен древними породами ганальской серии — гнейсами и амфиболитами, а северный — менее метаморфизованными вулканитами стеновой серии (рис. 41).

Ганальская серия имеет ясно выраженное двучленное строение. Нижняя часть (около 1,5 км) представлена гнейсами с прослоями амфиболитов, основных кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов, а верхняя (более 2 км) сложена однообразными амфиболитами [Герман, 1978]. Амфиболиты состоят из плагиоклаза и зеленой роговой обманки, иногда с примесью кварца и биотита. Среди них встречаются клинопироксен-амфиболовые сланцы, в которых моноклинный пироксен образует самостоятельные тонкие полоски или находится в тесной ассоциации с роговой обманкой и плагиоклазом; в виде будин и прослоев наблюдаются гранат-клинопироксен-плагиоклазовые сланцы, часто обогащенные сфеном и магнетитом, количество которого иногда достигает рудных концентраций. Нередко первичные минералы основных пород замещены эпидотом, тремолит-актинолитом, синезеленой роговой обманкой, хлоритом. Кислые породы ганальской серии представлены в основном биотитовыми плагиогнейсами, состоящими из плагиоклаза, кварца, красно-бурого биотита и небольшого количества магнетита и ильменита. В меньшей степени распространены гранат-биотитовые, биотит-кордиеритовые, гранат-биотит-кордиеритовые, биотит-куммингтонитовые, амфибол-куммингтонитовые плагиогнейсы и гранат-биотитовые гнейсы. Гнейсы и плагиогнейсы в значительной мере мигматизированы и содержат многочисленные согласные и секущие жилы биотитовых, биотит-кордиеритовых плагиогранитов и гранитов и реже гранат-биотитовых пегматитов.

Ганальская серия метаморфизована неоднократно. Ранний метаморфизм характеризуется низкоградиентной зональностью. Наиболее низкотемпературными являются кианит-андалузит-гранат-ставролит-биотитовые сланцы, парагенезис которых отвечает условиям, пограничным между кианит-силлиманитовыми и андалузит-силлиманитовыми сериями. Но такие низкотемпературные образования в ганальской серии распространены редко, преобладают породы по температуре выше области устойчивости ставролита (плагиогнейсы и амфиболиты). Парагенезисы биотита, мусковита, кварца и высокая железистость граната в бедных кальцием породах указывают на температуру раннего метаморфизма не выше 600—610°С (температура устойчивости мусковита).

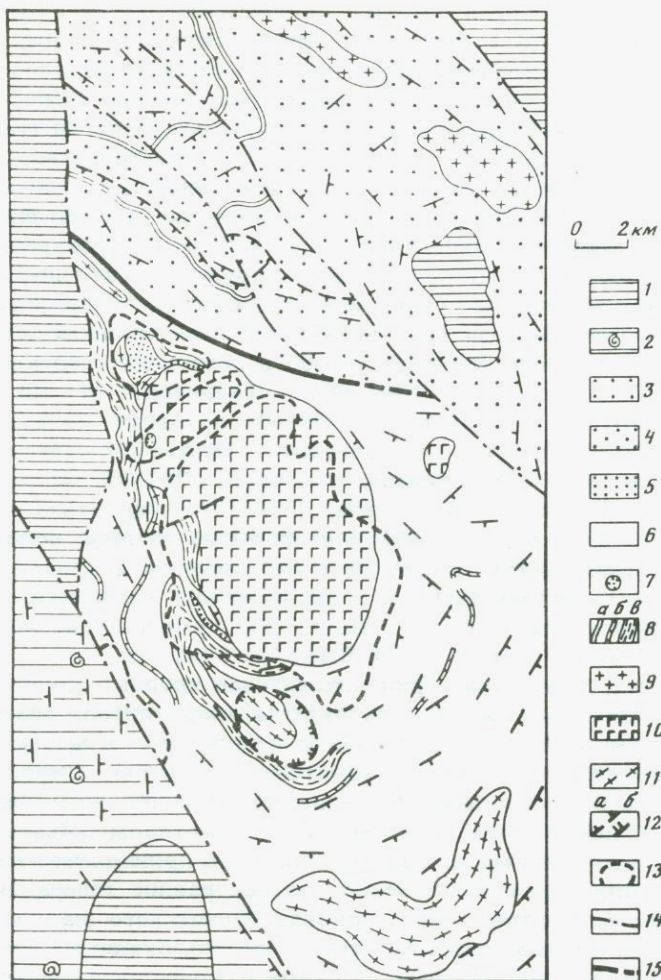


Рис. 41. Геологическое строение Ганальского выступа, по Л.Л. Герману и др. [1976] (контур участка см. на рис. 22)

1 — кайнозой; 2 — ирунейская свита (зеленокаменно-измененные породы верхнего мела), обозначены места находок фауны; 3—5 — стеновая серия (прогрессивно-метаморфизованные породы), толщи: 3 — верхняя, 4 — средняя, 5 — нижняя; 6 — ганальская серия (полиметаморфизованные породы); 7 — гранулиты; 8 — маркирующие пакки разного состава; 9 — послеметаморфические гранитоиды; 10, 11 — дометаморфические габбро-нориты (10) и плагиограниты (11); 12 — границы фаций стенового метаморфизма (бергштрихи — в сторону его усиления); а — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой, б — эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой; 13 — контуры не затронутых стеновым метаморфизмом участков; 14 — разломы; 15 — зона сочленения ганальской и стеновой серий

Среди пород ганальской серии Л.Л. Германом обнаружены породы гранулитовой фации. Бедные кальцием породы гранулитовой фации представлены плагиогнейсами, гнейсами, кварцито-гнейсами и кварцитами, в которых присутствуют гранат, биотит, кордиерит и гипперстен, встречающиеся в тех или иных комбинациях, иногда все одновременно, и кристаллическими сланцами, отличающимися от-

сутствием кварца. Среди богатых кальцием пород различаются дупроксеновые (часто с биотитом) кристаллические сланцы, гнейсы, плагиогнейсы, биотит-роговообманко-гиперстен-плагиоклазовые и гранат-клинопироксен-плагиоклаз-скаполитовые сланцы, амфиболиты с коричневой роговой обманкой, а также марганцовистые гранатиты. Преобладают кислые породы — гнейсы и плагиогнейсы; многие гнейсы отличаются высоким содержанием калия. Гранулиты характеризуются средне- и крупнокристаллическим неотчетливо гнейсовидным сложением. Нередки симплектитовые и коронарные структуры. С описанными породами ассоциируют гранат-гиперстеновые и гранат-кордиеритовые гранитоиды (эндербиты), которые образуют мелкие конформные тела, группирующиеся в протяженные зоны.

Типичные парагенезисы гранулитового комплекса следующие: гранат (60—70) — гиперстен (39—49) — кордиерит (24—30) — биотит (40—50) — плагиоклаз (25—40) ± ортоклаз — кварц; гранат (52—68) — гиперстен — кордиерит — биотит (37—45) — плагиоклаз ± ортоклаз ± шпинель; гиперстен (28—48) — кордиерит (19—29) — биотит — плагиоклаз (33—37) ± ортоклаз — кварц [Герман, 1978; Тарарин, 1979]. Минеральные составы пород и высокая магнезиальность минералов в паре гранат—кордиерит с несомненностью свидетельствуют о принадлежности комплекса к глубинным сечениям гранулитовой фации, где температуры превышали 700—800°С, а давления — (8—9)·10 Па.

В породах ганальской серии локализован крупный (около 50 км<sup>2</sup>) плутон габбро-норитов и гипербазитов (лерцолитов, вебстеритов, троктолитов); к ним же приурочены небольшие согласные и полусогласные тела гнейсо-плагиогранитов (тоналитов). Цирконы всех перечисленных образований были исследованы на определение изотопного возраста термоионным Рb—Рb-методом [Львов и др., 1985]. Согласно полученным данным, цирконы принадлежат к нескольким генерациям разного возраста; самые ранние генерации, выделенные из гранулитов, габбро-норитов Юрчикского массива и плагиогранитов, прорывающих ганальскую серию, оказались очень древними — от 2,8 до 3,2 млрд. лет. Но и более поздние генерации цирконов имеют в большинстве раннедокембрийский возраст.

Таким образом, формирование ганальской серии, образование гранулитов и внедрение габбро-норитов и плагиогранитов относятся к древнейшему этапу становления коры. Остаются не выясненными соотношения гранулитов с умеренно метаморфизованными породами ганальской серии. Л.Л. Герман [1984] подчеркивает принадлежность гранулитов к низам метаморфического разреза и резкий разрыв в условиях метаморфизма как признаки самостоятельности гранулитового комплекса и его древнейшего возраста. Однако нельзя исключить и того варианта, что гранулиты были составной частью единого зонального ореола в ганальской серии, а их наблюдаемые в настоящее время отношения — следствие тектонического совмещения разных зон этого ореола.

Повторный метаморфизм протекал синхронно с метаморфизмом стеновой серии в иных термодинамических условиях; он наложен

на умеренно метаморфизованные нориты ганальской серии, на гранулиты, габброиды, плагиограниты.

Стежовая серия контактирует с ганальской по крупному размеру и разделяется на три толщи [Герман и др., 1976]. Ее нижняя толща (более 1000 м) сложена преимущественно кислыми метавулканитами, образовавшимися по эффузивам, туфам и лавобрекчиям, состав которых отвечает кварцевым кератофирам. Подчиненную роль играют зеленые сланцы (метавулканиты основного и среднего состава). Толща содержит многочисленные субвулканические тела кварцевых кератофиров, плагиогранит-порфиров и гранофиров, большей частью метаморфизованных наравне с вмещающими вулканитами. В средней толще (до 700—800 м) наблюдается переслаивание кислых и основных метавулканитов. В верхней толще (свыше 1500 м) преимущественно развиты основные метавулканиты. Встречаются также прослои кремнистых пород, а в верхах разреза появляются породы терригенного происхождения, превращенные в филлиты. Для верхней толщи характерно присутствие интрузивных залежей метаморфизованных габброидов и горнблендитов, которые значительно реже встречаются в низах серии. Помимо описанных пород, в стеновой серии распространены кианитовые кварциты, которые образуют мощные (в десятки метров) пачки, маркирующие структуру.

Наибольшим распространением среди метавулканитов основного и среднего состава пользуются андезиты и базальты, а также их кристаллокластические туфы [Тарарин, 1977]. Эти породы состоят из кристаллов и обломков плагиоклаза, обычно замещенного альбитом, хлоритом, мусковитом и эпидотом; титанавгита, замещающего глаукофаном и актинолитом либо агрегатом хлорита, эпидота и магнетита; бурой роговой обманки, также замещаемой глаукофаном и актинолитом; обломков базальтов, андезитов и диабазов, погруженных в тонкозернистую основную массу, состоящую из хлорита, серицита, пумпеллита, кальцита, эпидота, клиноцоизита, альбита и небольшого количества кварца. Среди кислых метавулканитов преобладают кварцевые кератофиры и их туфы, реже отмечаются дациты. Они сложены кристаллами и обломками кварца и альбита и обломками кислых эффузивов, заключенных в мелкоили тонкозернистую массу из хлорита, мусковита, альбита и кварца с подчиненным количеством эпидота, клиноцоизита, буровато-зеленого биотита, сфена, кальцита, апатита и рудного минерала.

В целом эффузивы стеновой серии имеют ярко выраженный островодужный характер. Возраст стеновой серии, определенный Rb—Rb-методом по циркону, 2,6 млрд лет [Львов и др., 1985].

Большая часть пород стеновой серии метаморфизована в фации зеленых сланцев, причем метаморфизм постепенно усиливается к юго-западу, где он достигает уже уровня эпидот-амфиболитовой фации. Метаморфические границы занимают по отношению к стратиграфическим дискордантное положение. На самом севере района метавулканиты нередко сохраняют порфирированное строение, и во вкраплениях можно обнаружить реликты первичных минералов, в част-

ности глаукофанизированного с краев пироксена. Южнее реликты эффузивных структур можно встретить лишь в кислых разностях, основные же породы превращены в зеленые сланцы, состоящие из альбита, кварца, эпидота, хлорита, иногда мусковита и граната. Кислые эффузивы также подвержены альбитизации, эпидотизации и серицитизации. Кварциты, как указывалось, содержат кианит (большой частью замещенный пирофиллитом). Далее в зеленых сланцах появляются биотит (изредка совместно со стильпномеланом) и бесцветный или бледный актинолит, окраска которого по мере продвижения на юго-запад становится интенсивнее, особенно в краях зерен. Наконец, у юго-западной границы блока зеленые сланцы сменяются роговообманко-эпидот-кварц-плаггиоклазовыми сланцами (эпидотовыми амфиболитами), роговая обманка которых отличается довольно темной сине-зеленой окраской. Плаггиоклаз этих пород имеет состав N 25—35; отмечается обратная зональность. Наличие реликтов исходных структур и характер зональности метаморфических минералов свидетельствует о прогрессивной направленности метаморфизма.

Некоторые особенности описанной зональности могут быть объяснены глубинным характером метаморфизма и, как следствие, высокой долей  $\text{CO}_2$  относительно  $\text{H}_2\text{O}$  в метаморфизирующих растворах. Кианит присутствует в кварцитах низкотемпературной хлорит-мусковитовой зоны, что указывает на низкое парциальное давление  $\text{H}_2\text{O}$ , препятствующее образованию пирофиллита. Кианит сохраняется устойчиво и в высокотемпературной зоне эпидотовых амфиболитов, где в случае низкого давления он должен был смениться андалузитом. Изограда актинолита примерно совпадает с изоградой биотита, тогда как в хлорит-мусковитовой зоне единственным, кроме эпидота, Са-содержащим минералом является кальцит; это, вероятно, свидетельствует о высоком потенциале  $\text{CO}_2$ . С выводом о повышенном давлении согласуется также присутствие глаукофана и стильпномелана [Герман и др., 1976].

Выступы консолидированной коры на дне Охотского моря представлены умеренно-метаморфизованными песчано-сланцевыми отложениями и магматическими породами среднего и кислого состава, возраст которых по К—Аг-датировкам — мезозойский и реже палеозойский. По составу осадочные и магматические породы похожи на фанерозойские образования сиалических комплексов срединных массивов и обрамляющих их геосинклиналей [Гнибиденко, 1979; Строение..., 1981; Васильев и др., 1985].

**Вулканогенно-осадочный ярус.** Вулканогенно-осадочный ярус Охотско-Камчатского блока характеризуется сильной латеральной изменчивостью. Он изучен сравнительно слабо, особенно на дне Охотского моря. При расшифровке строения последнего обычно привлекаются данные по геологии Восточного Сахалина и Западной Камчатки, поскольку выделяемые на суше структурно-вещественные комплексы с той или иной степенью достоверности прослеживаются и на дне моря.

Восточно-Сахалинский геосинклинальный разрез состоит в основ-

ном из верхнемеловых отложений. Низы верхнего мела представлены богатинской и раkitинской свитами, сложенными внизу глинисто-кремнистыми и пирокластическими отложениями, сверху — туфами и лавами с линзами яшм, известняков и кремнистых алевролитов или туфами с пачками флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников, содержащих линзы гравелитов и конгломератов. Общая мощность богатинской и раkitинской свит оценивается в 2,5 км. Выше лежащие отложения отличаются сильной фациальной изменчивостью. Их объединяют в березовскую серию (3—4 км) на северо-западе и котиковскую (около 3 км) на юго-востоке Восточно-Сахалинских гор. В основном это туфотерригенные породы с прослоями конгломератов — ритмично-слоистые отложения с остатками углефицированной древесины; присутствуют также продукты подводного и наземного дифференцированного вулканизма. В целом для поздне-мелового времени выделяются различные палеогеографические провинции и палеоструктуры: суша, система вулканических островов, мелкие и глубокие части шельфа, глубоководная впадина и ее склоны [Гранник, 1978]. Для верхнемеловых отложений Восточного Сахалина характерно сочетание признаков эвгеосинклинальных и орогенных формаций.

Особый интерес представляют петрохимические характеристики вулканических пород. Известны основные, средние и кислые верхнемеловые вулканические породы, для которых типична повышенная щелочность с преобладанием Na над K (Гранник, 1978; Семенов, 1982). Они напоминают кайнозойские вулканы глубоководной впадины Японского моря и примыкающих к ней подводных поднятий. Кроме того, по петрохимическим признакам можно выделить известково-щелочные вулканы островодужного типа, но следует отметить, что слабая изученность верхнемеловых вулканических пород создает трудности при их сравнительном анализе.

Верхнемеловые отложения Восточного Сахалина смяты в сравнительно простые складки. На них с угловым несогласием залегают грубообломочные слабодислоцированные отложения неогена [Геология СССР, 1970].

В распространении верхнемезозойских отложений Западной и Южной Камчатки наблюдается ясно выраженная латеральная зональность. На юго-западе развиты терригенные отложения, а на севере и востоке — вулканогенные с подчиненным количеством собственно терригенных пород. Граница их распространения в целом совпадает с границей сиалического и мафического типов коры, однако местами вулканогенно-кремнистые толщи, видимо, заходят на сиалический субстрат. Они, например, известны в бортах грабена, разделяющего Срединнокамчатский и Ганальский массивы, а также в южном обрамлении последнего. В этих случаях в разрезах увеличивается количество терригенных пород, а сами вулканические породы приобретают некоторые специфические особенности, которые, возможно, указывают на взаимодействие толеитовой магмы с древними глиноземистыми комплексами фундамента [Селиверстов, Гречин, 1979].

К западу от Срединнокамчатского массива обнажаются мезозойские и кайнозойские осадочные отложения. Мезозойские отложения объединяют в кихчикскую серию и хозгонскую свиту. Кихчикская серия представляет собой переслаивание песчаников и глинистых сланцев, среди которых постоянно встречаются прослои гравелитов и конгломератов мощностью в первые метры. Возраст кихчикской серии на основании проблематичных находок фауны обычно принимается меловым, но, возможно, она охватывает более широкий возрастной диапазон. Хозгонская свита по составу отложений почти не отличается от кихчикской серии. Она слагает верхи мезозойского разреза, начинаясь маломощным горизонтом конгломератов. В кремнисто-глинистых прослоях обнаружены позднемеловые иноцерамы, а в конгломератах и песчаниках флора конца позднего мела [Смирнов, Марченко, 1976].

В долинах крупных рек Юго-Западной Камчатки местами вскрыта подошва мезозойских отложений, которые всюду подстилаются неметаморфизованными пикритами и базальтами. Они по составу и положению в разрезе могут быть сопоставлены с аналогичными вулканитами алисторской свиты на Срединнокамчатском массиве. Как и на массиве, свита маркирует пологую структуру Юго-Западной Камчатки (рис. 42). Это обстоятельство, с учетом особого состава свиты, напоминающего траппы, вынуждает пересмотреть традиционное отнесение палеозойско-мезозойских отложений Юго-Западной Камчатки к складчатым геосинклинальным комплексам. Давно уже обращалось внимание на пологое залегание слоистости во многих районах и отсутствие ясно наблюдаемых в обнажениях сжатых линейных складок. Прослеживание пикрит-базальтовой толщи примерно на одном гипсометрическом уровне показывает, что рассматриваемые отложения имеют сравнительно небольшую мощность и для них характерны лишь пологие брахиформные складки (более сложные дислокации локальны и связаны с зонами разломов). Терригенные отложения Юго-Западной Камчатки образовались за счет размыва гранитно-метаморфических пород, так что и по составу, и по степени осадочной дифференциации они резко отличаются от геосинклинальных терригенных пород Восточной Камчатки.

Кайнозойские отложения характеризуются большой фациальной пестротой. По направлению к Срединному хребту морские и прибрежно-морские фации сменяются фациями горных подножий. Прежде предполагалось, что они выполняют сложный построенный тыловой (краевой) прогиб с очень большой мощностью осадков (10—14 км), но обобщение данных бурения показало их сходство с платформенными комплексами. Мощность кайнозойских отложений не превышает 3000 м, складчатость пологая, отмечаются только брахиформные складки [Дмитриева, 1980].

Драгирование акустического фундамента Охотского моря пока не дает ответа на вопрос: является ли континентальная кора Охотского моря древней, докембрийской корой основания срединного массива (типа Охотского или Омолонского) или же это

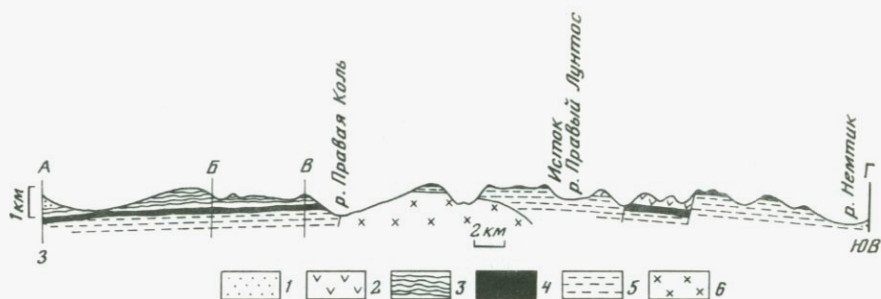


Рис. 42. Схема строения южной части Срединного хребта [Ханчук, 1985]

1, 2 — кайнозой: 1 — песчаники, конгломераты, 2 — дациты и их туфы; 3 — мел: песчаники, глинистые сланцы; 4, 5 — палеозой—мезозой: 4 — пикриты, базальты, 5 — песчаники, глинистые сланцы, вблизи тоналитов они превращены в кристаллические сланцы и гнейсы; 6 — мезозойские тоналиты

кора молодых складчатых зон [Гнибиденко, 1979; Строение..., 1981]. Многочисленные образцы гранитоидов, кислых эффузивов и терригенных пород лишь подтверждают принадлежность земной коры Охотского моря к континентальному сиалическому типу. Возраст гранитоидов по К—Аг-датировкам, как правило, мезозойский, достоверных данных о присутствии докембрийских гранитно-метаморфических комплексов нет. Петрохимические особенности гранитоидов и кислых эффузивов дна Охотского моря допускают их сопоставление как с комплексами активизации срединных массивов, так и с орогенными комплексами геосинклиналей.

Вместе с тем в последнее время широкое распространение получает точка зрения, согласно которой дно Охотского моря представляет собой эпимезозойскую платформу. Материалы по Юго-Западной Камчатке позволяют внести коррективы в это представление [Ханчук, 1985]. Как мы видели, на территории этого района прослеживается пологий чехол, включающий в себя не только кайнозойские, но и верхнемезозойские, а также и более древние (верхнепалеозойские?) толщи (они же выходят на поверхность и в Срединнокамчатском кристаллическом массиве, который с этих позиций выступает как активизированный край плиты, где отложения чехла частично метаморфизованы). Этот чехол погружается под воды Охотского моря, и если его строение сохраняется, то Охотоморскую плиту в целом или на определенной части следует рассматривать как эпиверхнепалеозойскую (или еще более древнюю) структуру, в составе фундамента которой существенную роль играет кристаллический докембрий.

В строении чехла Охотоморской плиты намечается определенная аналогия со сравнительно хорошо изученным чехлом Западно-Сибирской плиты. В этом отношении особый интерес представляют результаты сейсмического профилирования расположенной вблизи Камчатки впадины Тинро. Под впадиной обнаружена система крупных грабенов с мощностью осадков до 10 км [Журавлев, 1984]. Эти грабены образуют многолучевую систему, часть ответвлений

Таблица 21

## Зависимость эндогенного оруденения Камчатки от типа фундамента

| Рудоносные комплексы пород                      | Оруденение  |  |
|---|---|--|
|   | на сиалической коре   | на мафической коре   |
| Кайнозойские вулканогенно-терригенные           | Полиметаллическое и золото-серебряное типа Куроко (Кихтайское, мыса Желтого)      | Ртутное, сурьмяное и мышьяковое (Тигильское, Чемпура)                            |
| Меловые вулканогенно-кремнистые (островодужные) | Медно-порфиоровое с молибденом и золотом (Кирганикское, Шаромское, Андриановское) | Медно-колчеданное (Кроноцкое)  |
| Мезозойские гранитоидные                        | Молибденовое (Красногорское, Крутогоровское), оловянное (Воровское, Хейванское)   | Нет  |
| Домезозойские расслоенные габбро-гипербазитовые | Медно-никелевое с кобальтом и платиноидами (без хрома) (Кувалорогское, Дукукское) | Медно-никелевое с хромом, кобальтом и платиноидами (мыса Камчатского, Кроноцкое) |

которой трассируется на Камчатку. На протяжении "лучей" в пределах Юго-Западной Камчатки находятся наиболее мощные выходы ультраосновных и основных эффузивов (траппов?) алисторской свиты. В целом система грабенов Тинро напоминает грабены Западно-Сибирской плиты, с которыми там связан триасовый трапповый магматизм.

**Некоторые особенности металлогении.** На примере Камчатки рассмотрим некоторые возможные следствия корреляции металлогенического развития активных окраин с типом их фундамента.

В существующих металлогенических схемах Камчатки главная роль отводится северо-восточным зонам, которые соответствуют простиранию мезозойско-кайнозойских сооружений. Металлогеническая эволюция связывается со сменой ранних (позднемеловых) базит-гипербазитовых и базальтоидных комплексов (с проявлением хрома, платиноидов, никеля, кобальта) более поздними (кайнозойскими) базальт-андезитовыми и габбро-гранодиоритовыми комплексами с золотом, молибденовым и полиметаллическим оруденением [Смирнов, 1966].

Если же обратиться к расположению различных типов коры, образующих субстрат мезозойско-кайнозойских сооружений Камчатки, то, как мы видели (см. рис. 22), оно не согласуется с простиранием последних. В южной половине полуострова развита кора сиалического типа, а в северной — мафического, с субширотной границей между ними. Мезозойско-кайнозойские металлогенические зоны пересекают различные типы коры. Естественно, возникает вопрос о влиянии фундамента на металлогеническую зональность Камчатки. В табл. 21 суммированы основные данные о зависимости эндогенного оруденения от типа фундамента. Из таблицы видно, что близкие в формационном отношении рудоносные

комплексы меняют свою металлогеническую специализацию в зависимости от типа коры. Эта зависимость прослеживается во всем видимом стратиграфическом диапазоне.

Самыми древними рудопроявлениями Камчатки являются скопления силикатов глинозема в докембрийских гнейсах и сланцах кристаллического основания сиалической коры. В составе мафической коры подобные проявления, естественно, отсутствуют. В связи с докембрийскими метавулканитами, развитыми на сиалическом основании, отмечаются признаки полиметаллического оруденения (стеночная серия). Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы сиалической коры практически безрудные. В сходных же, хотя и несколько более молодых базит-гипербазитовых комплексах древней мафической коры обычна медно-никелевая минерализация с хромом.

На палеозойско-раннемезозойском этапе на сиалическом субстрате сформировалась базит-гипербазитовая ассоциация вулканических (алисторская свита) и интрузивных (дукукский комплекс) пород, напоминающая проявления траппов на платформах. Как и на платформах, в интрузивных породах этой ассоциации распространено значительное медно-никелевое оруденение. Характерной чертой последнего является отсутствие проявлений хромита, тогда как медно-никелевое оруденение мафической коры всегда им сопровождается.

Начиная с мела, в ходе тектоно-магматической активизации сиалического фундамента возникли рудопроявления молибденовых прожилково-вкрапленных руд в экзо- и эндоконтактах поздне меловых и кайнозойских гранитоидов (Красногорское и Крутогорское рудопроявления). Для сиалической коры характерны также рудопроявления касситерит-силикатной формации, связанные с кайнозойскими малыми интрузиями среди метаморфических толщ. В пределах развития мафической коры молибденовые и оловянные рудопроявления не известны.

Отчетливо проявляется зависимость металлогении верхнемеловых и кайнозойских геосинклинальных вулкаников от субстрата, на котором они формировались. Как было показано, среди них реставрируются островодужные и океанические серии. Если островодужные поздне меловые вулканики залегают на сиалической коре, то в них широко распространено медно-порфировое оруденение, иногда с молибденом и золотом (Кирганикское, Шаромское и Андриановское рудопроявления в южной части Срединного хребта). В однотипных вулканиках на мафической коре отмечаются только медно-колчеданные рудопроявления (Кроноцкая группа), характерной чертой которых являются повышенные содержания никеля и кобальта. Поздне меловые океанические вулканики развиты только на мафическом основании. Связанные с ними габбро и гипербазиты вмещают медно-никелевое с хромом и платиноидами оруденение. Оно напоминает оруденение древнего мафического субстрата, но, видимо, имеет значительно меньший масштаб.

С кайнозойскими вулканогенно-осадочными комплексами, залегающими на мафической коре, связаны разнообразные ртутные рудопроявления, пространственно совмещенные с родственной групп-

пой низкотемпературных сурьмяных и мышьяковистых рудопроявлений. К этой же ассоциации приурочено эпitherмальное золото-серебряное оруденение с теллуридами и селенидами. В то же время на сиалическом основании подобные рудопроявления ртути практически отсутствуют, а отмечающаяся иногда ртутная минерализация сопровождает рудопроявления полиметаллов и молибдена. Сиалический фундамент вмещает пеструю по минеральному составу группу рудных образований, сопоставимую с формацией Куроко. Она включает широко распространенные в южной части полуострова полиметаллические и золото-серебряные рудопроявления. В настоящее время подобное оруденение обычно связывают с развитием Центральнокамчатского вулканического пояса в целом. Однако анализ размещения рудопроявлений дает основание предположить, что рудопроявления типа Куроко присутствуют только там, где рассматриваемый пояс залегает на сиалической коре.

### КУРИЛЬСКИЙ БЛОК<sup>1</sup>

Курильский блок сиалической коры является фундаментом большей части Курило-Камчатской островодужной системы. Блок широкой полосой протягивается в северо-восточном направлении и делится на три продольные зоны: северо-западную, подстилающую вулканическую дугу Больших Курил и Южной Камчатки; среднюю, образующую внешний авулканический хребет (Малокурильские острова и подводное поднятие Витязь); и юго-восточную, прилегающую к Курилам с океанической стороны глубоководного желоба и морфологически приуроченную к краевому валу Зенкевича (подводное поднятие Хоккайдо).

Отмечается также поперечная зональность Курильского блока, которая особенно четко проявлена в сейсмических данных (рис. 43). Согласно этим данным, юго-западный и северо-восточный фланги Курило-Камчатской островодужной системы обладают сходным строением земной коры, которая характеризуется мощностью 20—30 км и наличием ясно выраженного "гранитного" слоя с  $v_p = 4,5—6,3$  км/с, на долю которого приходится 10—12 км. Кора центрального звена отличается малой (10—15 км) мощностью и сильной редуцированностью (3—5 км) "гранитного" слоя.

Фундамент Курильского блока почти всюду скрыт под молодыми отложениями или под водой. Исключение составляют Малые Курилы, где на ограниченной территории обнажены базальтоиды и габброиды. До недавнего времени предполагалось, что такие же основные комплексы подстилают и всю остальную территорию Курило-Камчатской системы [Васильковский, 1963; Власов и др., 1978]. Однако интенсивные морские геолого-геофизические исследования, позволившие уточнить сейсмическую характеристику разреза и собрать обширный каменный материал со дна акваторий, показали, что фун-

<sup>1</sup> Раздел написан Г.И. Говоровым.

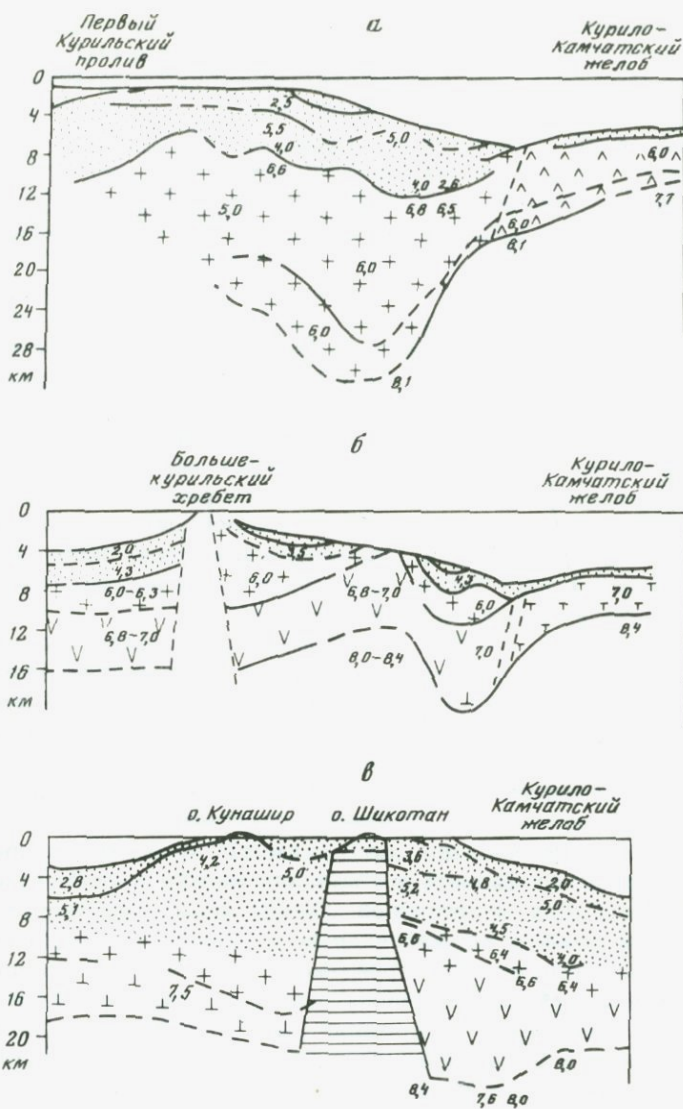


Рис. 43. Разрезы земной коры северного (а), центрального (б) и южного (в) звеньев Курильской островодужной системы, по А.А. Суворову и др. [Тектоника..., 1980]

Горизонтальная штриховка — мафические породы с плотностью 2,9—3,1 г/см<sup>3</sup> по гравиметрическим данным [Косыгин, Павлов, 1975]. Остальные условные обозначения см. на рис. 7. Расположение профилей см. на рис. 44

дамент всех трех зон Курильского блока сложен преимущественно кислыми породами.

Среди этих пород большое место принадлежит различным гранитоидам, которые в основании Больших Курил и поднятия Витязь образуют три различающиеся по составу и возрасту группы (рис. 44).

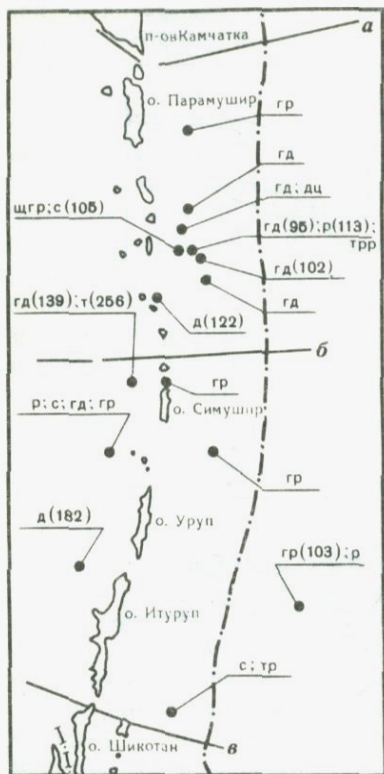


Рис. 44. Расположение основных станций драгирования (залитые кружки) гранитоидных пород в акватории Курильской островодужной системы

а, б, в — профили ГСЗ (см. рис. 43); породы: гр — граниты, щгр — щелочные граниты, гд — гранодиориты, д — диориты, т — тоналиты, с — сиениты, ди — дациты, р — риолиты, тр — трахиты, трр — трахириолиты; цифры в скобках — результаты К—Аг-датирования, млн лет; штрихпунктирная линия — ось глубоководного Курило-Камчатского желоба

1. Позднепалеозойские амфибол-биотитовые тоналиты — крупнозернистые породы, обладающие гнейсовидной, иногда такситовой текстурой, которая обусловлена план-параллельной ориентировкой и наличием шпироподобных скоплений цветных минералов;  $\text{SiO}_2$  64—66%, суммарная щелочность около 5%,  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ .

2. Раннемезозойские кварцевые диориты — среднезернистые массивные породы;  $\text{SiO}_2$  62%, суммарная щелочность 6%,  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$  [Васильев и др., 1985].

3. Позднемезозойская (раннемеловая) вулcano-интрузивная гранитоидная серия (122—95 млн лет)

является наиболее распространенной и пестрой по фациальной принадлежности и набору магматических пород. Для интрузивной фации характерны породы как равнозернистые, так и порфировидные от крупно- до мелкозернистых. В меньшем объеме обнаружены породы субвулканической и вулканической фаций. Существенная особенность раннемеловых гранитоидов — значительное содержание (10—25%) калиевого полевого шпата. По химизму позднемезозойские гранитоиды можно разделить на два петрохимических комплекса, первый из которых преобладает: а) комплекс гранитоидов нормальной щелочности, включающий в себя кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, дацитовые и кварцевые порфиры;  $\text{SiO}_2$  60—73%, суммарная щелочность 5,0—7,8%,  $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$ ; б) комплекс гранитоидов повышенной щелочности и калиевого, включающий монцодиориты, сиениты, граносиениты, щелочные граниты, латитовые порфиры;  $\text{SiO}_2$  60—70%, суммарная щелочность 6,0—10,3%,  $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$ .

Акустический фундамент поднятия Хоккайдо драгировался на широтах островов Кунашир и Южного Хоккайдо [Васильев и др., 1979; О вещественном..., 1981; Сергеев и др., 1983]. Наряду с базальтоидами здесь были подняты остроугольные глыбы и галька кислых вулканических и интрузивных образований, представляющих

собой непрерывный ряд от монцонитов и диорит-монцонитов до гранитов при преобладании гранодиоритов; для всех членов этого ряда характерна устойчивая минералогическая ассоциация биотит—роговая обманка—калиевый полевой шпат. Предварительные результаты К—Аг-датирования интрузивных пород составляют 77, 83 и 103 млн лет, т.е. ранний—поздний мел. Таким образом, гранитоидную ассоциацию поднятия Хоккайдо можно считать петрохимическим и отчасти возрастным аналогом позднемезозойской вулкано-интрузивной серии пород Больших Курил и поднятия Витязь.

Исходя из изложенных данных, можно думать, что главный элемент строения фундамента Курильского блока — вулканоплутонические комплексы раннего мела. В ближайших районах суши подобные комплексы обнажаются в Японии, на северо-востоке о-ва Хонсю. Здесь развиты позднеюрско-раннемеловые риолиты, дациты и андезиты группы Рикютю и тесно ассоциирующие с ними раннемеловые гранитоиды района Китаками, которые тянутся узкой полосой (10—30 км) вдоль тихоокеанского побережья Японии на расстояние около 200 км, обрезаая внутренние структуры острова под острыми углами [Geological..., 1978]. Возможно, что раннемеловые эффузивы и гранитоиды Курильского блока и Северо-Восточного Хонсю составляли некогда единый вулканоплутонический пояс, подобный позднемеловому Восточно-Азиатскому поясу, протягивающемуся от Чукотки до Южного Китая. Первичная конфигурация раннемелового пояса могла быть заметно искажена вследствие горизонтальных перемещений. Континентальные структуры Курильского блока могли оказаться при этом погруженными под уровень океана в результате растяжения и утонения земной коры.

Специфическим составом обладает, как отмечалось, выход фундамента в пределах Малых Курил, где развиты основные породы. Судя по гравиметрическим данным [Косыгин, Павлов, 1975], они слагают очень узкий (8—10, в раздувах до 25—30 км) клин, протягивающийся за пределы островов на расстояние более 500 км (до пролива Буссоль); клин имеет форму вертикальной пластины, достигающей своими корнями подошвы коры и соответствующей по плотности габбро. По данным ГСЗ, здесь также фиксируется аномально плотное вещество начиная с малых (10—12 км) глубин (см. рис. 43), что говорит об отсутствии в пределах клина типичного "гранитного" слоя.

Острова Малой Курильской гряды почти нацело сложены изверженными образованиями и продуктами их местного размыва, которые составляют четыре разновозрастные группы (табл. 22): а) южношикотанскую и крабозаводскую толщи базальтов (105—88 млн лет, альб—нижний сенон); б) матакатанскую грубообломочную свиту и синхронный с нею ноторо-томаринский базальтоидный вулканический комплекс (77—68 млн лет, кампан—маастрихт); в) малокурильскую флишоидную свиту, вмещающую одноименный шошонитовый субвулканический комплекс (71—61 млн лет, маастрих—палеоцен); г) димитровскую вулканоплутоническую ассоциацию, которая объединяет зеленковскую вулканогенно-осадочную свиту, ши-

Таблица 22  
Состав и возраст типовых пород  
Мялокурильского клина

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3     | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12    | 13    | 14    | 15    | 16     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52,82 | 51,42 | 47,49 | 48,27  | 47,87  | 51,77  | 53,44  | 44,46  | 47,45  | 48,23  | 54,11  | 49,02 | 50,00 | 53,76 | 47,77 | 51,08  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,19  | 1,16  | 1,09  | 1,41   | 0,57   | 0,73   | 0,98   | 0,90   | 0,69   | 0,98   | 0,71   | 0,62  | 0,69  | 0,39  | 0,32  | 0,55   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,92 | 16,91 | 17,47 | 17,82  | 17,10  | 19,51  | 15,80  | 17,09  | 19,16  | 19,93  | 18,54  | 12,69 | 14,78 | 17,63 | 14,12 | 15,52  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,99  | 4,96  | 5,92  | 4,80   | 6,33   | 1,95   | 4,54   | 8,17   | 5,37   | 4,27   | 4,01   | 4,56  | 5,15  | 4,04  | 2,87  | 2,72   |
| FeO                            | 3,15  | 4,56  | 4,63  | 6,50   | 3,12   | 5,41   | 3,35   | 1,78   | 5,67   | 5,71   | 3,58   | 4,97  | 4,05  | 3,18  | 5,81  | 5,99   |
| MnO                            | 0,19  | 0,17  | 0,26  | 0,26   | 0,19   | 0,14   | 0,16   | 0,23   | 0,18   | 0,14   | 0,15   | 0,02  | 0,13  | 0,28  | 0,14  | 0,16   |
| MgO                            | 3,58  | 4,87  | 5,40  | 5,10   | 6,25   | 5,86   | 7,72   | 7,52   | 5,33   | 5,58   | 3,52   | 8,57  | 6,51  | 3,47  | 14,41 | 8,43   |
| CaO                            | 6,10  | 8,40  | 10,11 | 9,87   | 10,64  | 8,26   | 8,00   | 7,28   | 9,62   | 9,25   | 7,83   | 8,56  | 8,00  | 5,59  | 11,25 | 10,19  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,44  | 2,89  | 2,91  | 2,95   | 2,40   | 3,22   | 3,27   | 3,33   | 2,45   | 3,19   | 4,45   | 2,96  | 3,63  | 3,91  | 1,92  | 2,48   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,59  | 0,74  | 0,99  | 1,08   | 1,36   | 1,17   | 1,26   | 2,19   | 0,39   | 1,06   | 1,91   | 3,11  | 2,71  | 3,78  | 0,50  | 0,65   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,36  | 0,53  | 0,24  | 0,52   | 0,22   | 0,44   | 0,13   | 0,16   | 0,34   | 0,48   | 0,23   | 0,57  | 0,35  | 0,46  | 0,05  | 0,33   |
| H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>  | 4,15  | 3,00  | 3,29  | 1,47   | 4,02   | 1,76   | 1,48   | 6,06   | 3,64   | 1,64   | 1,38   | 3,94  | 3,79  | 3,05  | 0,53  | 2,32   |
| Сумма                          | 99,48 | 99,61 | 99,80 | 100,05 | 100,08 | 100,22 | 100,13 | 100,54 | 100,49 | 100,46 | 100,58 | 99,85 | 99,79 | 99,54 | 99,69 | 100,42 |
| F                              | 58,7  | 50,6  | 50,5  | 54,1   | 43,9   | 40,2   | 34,8   | 40,3   | 51,4   | 48,7   | 53,2   | 37,0  | 42,4  | 51,9  | 24,4  | 35,7   |
| Возраст                        | 105   | 94    | 88    | —      | 69     | 75     | 77     | 68     | —      | —      | 76     | 68    | —     | 71    | 62    | 55     |

| Компоненты                     | 17    | 18     | 19    | 20    | 21    | 22    | 23    | 24    |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52,21 | 54,36  | 52,75 | 50,98 | 57,34 | 52,95 | 47,57 | 57,53 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,68  | 0,84   | 1,08  | 0,51  | 0,69  | 0,52  | 0,91  | 0,87  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,91 | 16,87  | 17,25 | 16,00 | 17,32 | 14,64 | 13,02 | 16,69 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,89  | 2,99   | 4,24  | 5,21  | 2,60  | 6,81  | 3,38  | 5,02  |
| FeO                            | 4,42  | 4,50   | 2,75  | 2,64  | 4,36  | 3,07  | 6,51  | 1,80  |
| MnO                            | 0,14  | 0,13   | 0,14  | 0,17  | 0,10  | 0,22  | 0,15  | 0,10  |
| MgO                            | 8,10  | 4,16   | 4,83  | 6,07  | 3,89  | 5,33  | 9,64  | 3,64  |
| CaO                            | 8,77  | 5,42   | 7,80  | 8,44  | 6,18  | 5,82  | 10,98 | 5,58  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,77  | 4,73   | 3,49  | 3,36  | 3,65  | 3,71  | 2,11  | 3,70  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,05  | 2,74   | 1,82  | 0,97  | 1,11  | 3,35  | 1,23  | 2,50  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,20  | 0,24   | 0,32  | 0,22  | 0,37  | 0,62  | 0,24  | 0,28  |
| H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>  | 3,52  | 3,46   | 2,96  | 5,14  | 2,37  | 2,58  | 3,79  | 1,88  |
| Сумма                          | 99,66 | 100,51 | 99,77 | 99,71 | 99,98 | 99,62 | 99,53 | 99,59 |
| F                              | 32,4  | 48,8   | 42,9  | 40,2  | 48,9  | 49,00 | 34,5  | 49,2  |
| Возраст                        | —     | 59     | 45    | —     | 61    | 42    | 61    | 35    |

Примечание. 1—4 — альб-ранний сенон: базальты (1, 2), подушечные базальты (3, 4), о-ва Шикотан; 5—11 — кампан-маастрихт: базальты (5, 6, 8—10), андезит-базальты (7, 11), острова Шикотан, Полонского; 12—14 — маастрихт-палеоцен: трахидолериты абсарокитового (12, 13) и шохонитового (14) состава (силлы), острова Танфильева, Зеленый, Шикотан; 15—24 — палеоцен-эоцен: оливиновый габбро-норит (15), габбро (16), долериты (17, 18), базальты (19, 20, 22, 23), андезиты (21, 24), острова Шикотан, Анучина, хребет Витязя. F — общая железистость, %ат. Химические анализы выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР и ИГЕМ АН СССР. Возраст (в млн лет) определен изохронным К—Аг-методом в ИГЕМ АН СССР, аналитик М.М. Аракелянц.

котанский габбровый комплекс и собственно димитровский долерит-базальтовый комплекс параллельных даек (61—45 млн лет, палеоцен-эоцен) [Говоров и др., 1983]. Приведем их краткую характеристику.

Самые древние толщи альб-нижнесенонских базальтов обнажены на о-ве Шикотан в виде двух небольших разобщенных полей. С океанской стороны острова это южношикотанская близгоризонтально залегающая слоистая эффузивная толща, образованная субазральными базальтовыми лавами с резко подчиненными андезит-базальтами и, возможно, андезитами. На охотоморской стороне такой же возраст имеет крабозаводская толща (300 м) однородных плотных глубоководных пиллоу-лав базальтового состава с хемогенным кремнистым или известковым межшаровым выполнением [Фролова и др., 1977]. Близкий химизм базальтов обеих толщ и их одновозрастность указывают на их образование из единого магматического источника.

Кампан-маастрихтские вулканические породы (ноторо-томаринский комплекс) распространены на водоразделе о-ва Шикотан, где они представлены базальтовыми и андезит-базальтовыми лавами, а также субвулканическими телами (силлы, некки, купола) такого же состава [Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976]. Эти образования до недавнего времени считались наиболее молодыми вулканитами Малокурильской гряды, однако изотопное датирование указывает на их принадлежность к мелу. На охотоморском берегу о-ва Шикотан с ними, судя по находкам кампанской фауны, синхронна матакатанская свита (около 1 км), представленная мелководными преиму-

щественно моновулканиковыми грубообломочными породами. Преобладают конгломерато-брекчии, цементом которых служит грубозернистый пирокластический материал; базальтовые и андезитобазальтовые шаровые лавы играют незначительную роль, образуя маломощные прослои.

Малокурильская свита (до 1 км) согласно перекрывает матакатанскую. Фаунистически она датирована маастрихтским временем [Гаврилов, Соловьева, 1973]. Ритмично переслаивающиеся вулканомиктовые песчаники и алевролиты малокурильской флишовой толщи являются вмещающими для пород одноименного шошонитового комплекса. Он представлен шошонитами и их яснокристаллическими мелано- и лейкократовыми аналогами, слагающими силлы мощностью 20—250 м, реже покровы и дайки. Для крупных силлов характерны явления дифференциации на месте. Мощность силлов и степень их дифференциации закономерно возрастают от о-ва Шикотан к о-ву Хоккайдо. Например, мощный расслоенный силл на мысе Непроступном (о-в Танфильева) сложен от подошвы к кровле ортоклаз-оливиновыми тешенитами, монзонитами, сиенитами. Простыми подсчетами определяется состав нефракционированной магмы, образовавшей силл и отвечающей составу тешенита. Тешениты, монзониты и их субвулканические аналоги (трахидолериты) образуют также обособленные недифференцированные магматические тела значительных размеров.

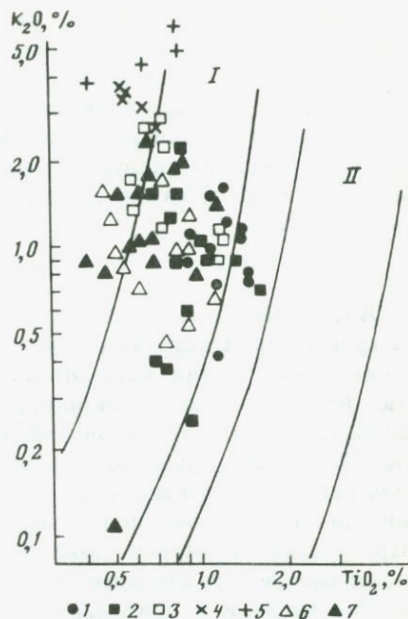
Зеленовская свита сложена разнообломочными поли- и вулканомиктовыми брекчиями, туфо- и лавобрекчиями, образующими в совокупности хаотические неслоистые нагромождения обломочного материала. В составе обломочного материала участвуют как более древние породы — габброиды, шошониты и алевролиты малокурильской свиты, так и синхронные с зеленовской свитой эффузивные и дайковые породы. Выходы свиты окружают крупные блоки меловых образований Малых Курил. Можно сказать, что зеленовская свита формировалась в условиях тафрогенеза в ходе образования щелевидных трогов и заполнения их несортированным обломочным материалом.

В тесной пространственной связи с выходами зеленовской свиты находятся рои сближенных крутозалегающих параллельных даек димитровского долерит-базальтового комплекса. Дайки прорывают отложения свиты, а местами перекрываются ими, что говорит об одновременности становления изверженной и осадочной серий. На отдельных участках рои даек сильно сгущаются, формируя мощные (до 1,5—2 км) псевдослоистые серии. В целом димитровский дайковый комплекс образует ортогональную сеть, ориентированную одной из своих сторон параллельно курильскому направлению.

Габброиды шикотанского комплекса представляют собой плутоническую фацию описываемой ассоциации. Они образуют расслоенные интрузивные тела площадью до 20—25 км<sup>2</sup> каждое, а также ряд мелких штоков. Изученный на северо-востоке о-ва Шикотан интрузив вскрыт по вертикали более чем на 300 м. На самых

Рис. 45. Составы базальтоидов Малой Курильской гряды (см. табл. 22)

1 — альб—нижний сенон: южношикотанская и крабовозводская толщи; 2, 3 — кампан—маастрихт: 2 — метаматанская свита, 3 — ноторо-томаринский вулканический комплекс; 4, 5 — маастрихт—палеоцен: базальтоиды абсарокитового (4) и шошонитового (5) состава; 6, 7 — палеоцен—эоцен: зеленцовская свита (6) и комплекс параллельных даек (7). I, II — поля составов островодужных и океанических базальтов



верхних отметках (300—320 м над уровнем моря) обнажаются долериты, несколько ниже — габбро-долериты. Далее, на высотах 150—200 м, выходят среднезернистые габбро. На высоте 40—50 м обнаружены плагиоклазовые перидотиты и габбро-перидотиты, сменяющиеся к эндоконтакту интрузива оливковыми габбро-норитами и оливковыми габбро. Вертикальная расслоенность массива является, по-видимому, результатом гравитационной дифференциации. Становление массива произошло в одну главную фазу, расслоенная серия пород которой прорвана незначительным количеством жил и прожилков монцонитов, сиенитов, гранодиорит-аплитов.

Тафрогенный формационный облик зеленцовской свиты и ее связь с комплексом параллельных даек указывают на резко выраженный режим растяжения, установившийся в самом конце мела—начале палеогена. Вероятно, эти явления отражают крупную тектоническую перестройку фундамента, предшествующую заложению Курило-Камчатской вулканической дуги в олигоцене.

Тектоническое положение Малокурильского выхода мафических пород, зажатого в виде узкого клина между сиалическими блоками, напоминает положение внутриконтинентальных мафических зон типа Монголо-Охотской, Западно-Сихотэалинской и Хоккайдо-Сахалинской. Однако состав и строение Малокурильского клина в корне отличны от названных зон. В отличие от геосинклинальных эффузивов этих зон, принадлежащих к океаническому ряду, все вулканические породы Малокурильского блока по своим петрохимическим особенностям отвечают островодужной серии (рис. 45, см. табл. 22). Об островодужной обстановке говорят и литолого-формационные черты образований Малокурильского клина. При этом, судя по преимущественно основному составу вулканитов, среди которых андезиты и более кислые разности находятся в резко подчиненном количестве, по преобладанию вулканитов над осадками и по резкому преобладанию в составе последних автохтонного вулканического материала, можно говорить о сходстве мел-ран-

непалеогеновой обстановки на Малых Курилах с обстановкой выдвинутых в океан вулканических дуг типа Марианской. Приходится думать, что современная форма и положение Малокурильского мафического клина являются вторичными, обусловленными существенными горизонтальными перемещениями, которые разрушили позднемел-раннепалеогеновую конфигурацию структурных элементов данного региона в связи со становлением современной Курило-Камчатской дуги.

#### ЯПОНСКИЙ БЛОК

Японский блок сиалической коры охватывает большую часть островов Японского архипелага и прилежащие части дна Японского моря. Сиалическая кора Японии, как и Охотско-Камчатского блока, имеет большую мощность и хорошо развитый "гранитный" слой (см. рис. 35). Японский блок характеризуется большой полнотой стратиграфического разреза и наличием докембрийского сиалического субстрата. Судя по современным изотопным данным, он подстилает большую часть архипелага [Doe, Zartman, 1982]. Присутствие выступов докембрийских кристаллических сланцев на поверхности предполагается в целом ряде метаморфических зон, в том числе и в приоканических частях Японии [Геологическое..., 1968; Tanaka, 1975; Nayaama, 1976], но доказанный докембрий известен лишь в кристаллических массивах Хида и Абакума-Китаками.

Массив Хида состоит из двух частей — центральной, сложенной гнейсами высокой степени метаморфизма, и окраинной ("краевой пояс "Хида"), где метаморфизм быстро убывает через эпидот-амфиболитовую фацию до зеленосланцевой. В центральной части массива развиты гранат-биотитовые, частью с силлиманитом, биотит-роговообманковые и клинопироксен-роговообманковые гнейсы, кристаллические известняки и известняково-силикатные породы со скаполитом, волластонитом и диопсидом. Нередко в них улавливаются признаки двух стадий метаморфизма. В частности, предполагается, что встреченные местами наиболее высокотемпературные разности гранулитовой фации — гранат-роговообманко-двупироксеновые гнейсы, корунд-ортоклазовые гнейсы и, возможно, известковистые волластонит-диопсид-плагноклазовые и эклогитовые гранат-клинопироксен-кварцевые сланцы — являются реликтовыми и отражают наличие в районах древних докембрийских образований [Suzuki, 1973; Hoshino, 1979]. По-видимому, к ранней метаморфической зональности относятся также сланцы промежуточной (биотит-силлиманит-ортоклазовой фации) и низкотемпературной зон; для последней характерно наличие кианита и ставролита. При повторном метаморфизме в описанных породах появляются андалузиты и фибролиты [Nilroij, 1975]. Легко видеть, что метаморфическая история центральных гнейсов Хида повторяет историю колпаковской серии на Камчатке.

Более древний возраст центральных гнейсов по сравнению с краевыми сланцами доказывается также наличием структурного не-

согласия между ними [Kanayama, Hiroi, 1979] и присутствием в краевом поясе фрагментов с глыбами гранита, изотопный возраст которого около 0,6 млрд лет [Kano, 1962]; в пермских же конгломератах окрестностей плато Хида имеется галька пород, похожих на глиноземистые гнейсы Хида, Rb—Sr-возраст которых достигает 1,8 млрд лет [Shibata, Adachi, 1974]. В пределах самого массива гнейсы внутренней части повсеместно омоложены, но и здесь Rb—Sr-возраст интрузирующих их гранитов достигает, по данным С. Мизутани, И. Хаттори [Accretion..., 1983] и Е. Аракавы [Arakawa, 1984], 0,6 млрд лет.

Краевой комплекс массива Хида имеет фанерозойский возраст. Его нижние горизонты представлены сланцами преимущественно ставролитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма умеренного давления; степень метаморфизма повышается ближе к выходам докембрийских пород. Палеозойский возраст нижних горизонтов обоснован находками силурийских коралловых известняков и пород с девонскими растениями. Кроме того, здесь известны каменноугольные и пермские породы группы Титибу. Палеозойский комплекс сложен преимущественно терригенными аркозовыми и субаркозовыми песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, среди которых залегают маломощные толщи эффузивов среднего и кислого состава в девоне, основного и, возможно, ультраосновного (серпентиниты среди metabазальтов) — в карбоне и перми. На палеозойских отложениях несогласно залегают слабо метаморфизованные (не выше зеленосланцевой фации) отложения мезозоя. Их нижняя часть представлена юрскими и нижнемеловыми конгломератами с галькой метаморфических пород, песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями углей, которые формировались в межгорных прогибах. Юрские отложения перекрыты верхнемеловыми игнимбритами. В составе кайнозоя участвуют мелководные и наземные терригенные отложения, а также неогеновые и четвертичные базальт-андезит-дацитовые эффузивы Японской вулканической дуги [Геологическое..., 1968; Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Геология континентальных ..., 1979].

В карбоне (в довизейское время) в краевой части массива произошло становление гранитоидов Мисунахи (ранние Фунацу), изохронный Rb—Sr-возраст которых около 300 млн лет. Гранитоиды Мисунахи похожи на палеозойские тоналит-трондьемитовые интрузии Срединнокамчатского массива, от которых отличаются лишь несколько повышенной кальциевоcтью. В конце триаса—начале юры палеозойские отложения совместно с гранитоидами Мисунахи претерпели интенсивный зональный метаморфизм, и одновременно произошло становление поздних гранитоидов Фунацу. Для них получены Rb—Sr-изохроны около 200 млн лет [Shibata, Nozawa, 1984]. Судя по распределению метаморфических зон (увеличению степени метаморфизма по мере приближения к выходам докембрийских пород), в результате раннемезозойского метаморфизма в массиве Хида возникли окаймленные гнейсовые купола, аналогичные куполам Срединнокамчатского массива; в настоящее время они почти полностью перекрыты более молодыми отложениями.

В мезозое—кайнозое массив Хида совместно с прилегающими структурами дважды подверглись тектоно-магматической активизации. В конце мела происходило внедрение гранитоидов, которые представлены в основном диоритами и гранодиоритами и аналогичны диорит-гранодиоритовому комплексу Срединнокамчатского массива. В неогене и в четвертичное время проявилась активизация, связанная с островодужным этапом развития Юго-Западной Японии.

Массив Абакума-Китаками — самый крупный в островных дугах. В его пределах наиболее древние кристаллические образования обнажаются в южной части гор Китаками и на плато Абакума. Их отделяет друг от друга полоса неогеновых и четвертичных отложений, но они, вероятно, составляют единое целое [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Geological..., 1978]. Принадлежность кристаллических пород региона к докембрию предполагалась давно на основании их отличия от фаунистически охарактеризованных пород среднего палеозоя. В последние же годы получены доказательства трансгрессивного налегания на них силурийских отложений. Так, в горах Китаками в основании силурийских известняков и глинистых сланцев повсеместно прослеживается маломощный горизонт аркозовых конгломератовидных песчаников, залегающих на так называемых гранитах Хиками. Характер контакта и состав обломков показывают, что эти песчаники образовались за счет размыва гранитов Хиками и каких-то кислых метаморфических пород, которые в описываемом районе не обнажены [Okami, Murata, 1975]. Граниты Хиками по составу, текстурам и структурам сопоставимы с синметаморфическими гранитами кругогоровского комплекса Срединнокамчатского массива.

Метаморфический субстрат массива Абакума-Китаками (комплекс Нисидохира) представлен в основном гнейсами, изредка встречаются мраморы и амфиболиты. Метаморфизм в этих породах проявился по меньшей мере дважды, причем наиболее ранний относится к кианит-силлиманитовому типу [Watanabe, 1971; Tsuchiya et al., 1980]. По составу и условиям метаморфизма эти породы сопоставимы с субстратом массивов Хида и Срединнокамчатского, хотя в массиве Абакума-Китаками не обнаружены породы с гиперстеном. Вместе с тем в гнейсах присутствует парагенезис граната, кордиерита, калиевого полевого шпата и силлиманита, который сменяется более низкотемпературным парагенезисом кианита и калиевого полевого шпата.

Нижний ярус палеозойского чехла сложен зонально метаморфизованными толщами, которые представлены преимущественно терригенными отложениями, сформировавшимися в наземных и мелководных условиях, о чем говорят находки силурийских кораллов, девонских растений, каменноугольных и пермских конгломератов. Среди терригенных толщ, особенно в пермских отложениях, часто встречаются известняки; среди каменноугольных и пермских отложений известны также лавы основного и ультраосновного состава, роль которых особенно велика в южной части гор Китаками. Частые перерывы внутри палеозойских отложений свидетельствуют

о нестабильности тектонических условий того времени. Однако следует заметить, что угловые несогласия не характерны. Палеозойские отложения чехла претерпели зональный метаморфизм низких давлений, который хорошо известен по работам А. Миясиро как метаморфизм типа Абакума.

Мезозойские отложения распространены в чехле в значительно меньшей степени, чем палеозойские. На самом юге гор Китаками известны разнообразные грубообломочные толщи триаса и юры. Выше залегают эффузивы нижнего мела и верхнемеловые базальты.

Наиболее широко в составе чехла развиты кайнозойские породы. Их нижняя часть представлена неогеновыми отложениями, известными как формация зеленых туфов. Они залегают на эродированной поверхности наиболее древних отложений, преимущественно гранитоидов, которые повсеместно выступают из-под неогеновых образований. Породы имеют главным образом андезит-липаритовый состав, их отличает гидротермальная переработка и местами метаморфизм. Выше залегают четвертичные терригенные породы и андезиты четвертичных вулканических построек.

Характерная особенность массива Абакума-Китаками — очень широкое развитие интрузивных пород. Преобладают гранитоиды, которые почти полностью слагают плато Абакума и повсеместно распространены под зелеными туфами. Гранитоиды изучены недостаточно, но все геологи подчеркивают, что среди них есть разновозрастные комплексы. Недавно установлены досилурийские граниты, входящие в состав фундамента. Еще раньше было известно, что основная масса гранитоидов массива Абакума (гранитоиды второй стадии) имеют заведомо доюрский возраст, так как продуктами их размыва сложены юрские отложения района Сома. Для гранитоидов второй стадии характерно широкое развитие параллельных текстур, среди них преобладают диориты и тоналиты, реже встречаются трондьемиты. Эти гранитоиды близки по составу к тоналит-трондьемитовым комплексам массивов Хида и Срединнокамчатского.

Метаморфические образования на плато Абакума интродуцированы роговообманковыми перидотитами, кортландитами и связанными с ними габброидами, диоритами и монцонитоидами. Перидотиты содержат ксенолиты метаморфических пород, а К—Аг-возраст биотита из жилы диорита в кортландитах 83 млн лет, т.е. он более молодой, чем минимальный К—Аг-возраст вмещающих метаморфических пород и связанных с ними гранитов [Tanaka et al., 1982].

Массив Абакума-Китаками вместе с прилегающими складчатыми палеозойскими сооружениями с начала мезозоя развивался аналогично массиву Хида как единая консолидированная область. Но в массиве Абакума-Китаками процессы тектоно-магматической активизации проявились раньше. Здесь уже в раннем мелу в горах Китаками был сформирован диорит-гранодиоритовый комплекс. Возможно, что его становление связано с развитием позднеюрско-раннемелового вулканического пояса, выходы которого (группа Риктю) протягиваются вдоль тихоокеанского побережья Японии [Geo-

Таблица 23

Характерные типы кайнозойских вулканитов  
дна Японского моря по В.Т. Съедину [1986]

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48,15 | 50,96 | 57,03 | 60,03 | 65,85 | 69,79 | 43,52 | 44,95 | 51,40 | 59,59 | 51,02 | 58,29 | 64,99 | 70,25 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,64  | 2,06  | 1,03  | 0,81  | 0,36  | 0,16  | 2,64  | 3,22  | 1,80  | 0,45  | 0,94  | 0,90  | 0,53  | 0,38  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,30 | 16,02 | 17,64 | 17,34 | 14,01 | 13,30 | 14,34 | 16,86 | 19,62 | 19,15 | 18,63 | 17,79 | 16,16 | 15,51 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,44  | 6,95  | 4,50  | 4,42  | 2,85  | 1,60  | 4,63  | 5,64  | 6,67  | 3,05  | 4,64  | 4,00  | 1,46  | 1,42  |
| FeO                            | 3,28  | 4,75  | 2,37  | 1,49  | 2,78  | 1,12  | 6,94  | 5,02  | 2,03  | 0,73  | 4,30  | 3,17  | 3,94  | 1,67  |
| MnO                            | 0,15  | 0,21  | 0,12  | 0,08  | 0,15  | 0,07  | 0,15  | 0,16  | 0,16  | 0,12  | 0,12  | 0,11  | 0,09  | 0,09  |
| MgO                            | 5,43  | 4,00  | 1,55  | 0,66  | 0,53  | 0,51  | 10,79 | 6,03  | 2,71  | 0,81  | 4,38  | 2,42  | 1,37  | 0,88  |
| CaO                            | 10,38 | 8,34  | 5,05  | 2,73  | 2,10  | 1,34  | 10,46 | 8,78  | 4,20  | 1,72  | 9,14  | 5,75  | 3,38  | 0,38  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,81  | 3,19  | 4,64  | 5,56  | 4,53  | 3,87  | 2,42  | 3,49  | 3,84  | 5,69  | 3,23  | 3,94  | 3,84  | 3,68  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,20  | 1,11  | 3,24  | 5,10  | 3,54  | 4,63  | 1,20  | 3,00  | 4,80  | 6,33  | 0,84  | 1,82  | 2,85  | 3,41  |
| П.п.п.                         | 2,78  | 1,86  | 2,27  | 1,41  | 3,12  | 3,45  | 2,44  | 1,61  | 3,00  | 2,18  | 2,36  | 1,26  | 1,06  | —     |
| Co                             | 28    | 19    | 6     | 4     | 5     | 2     | 84    | 28    | 8     | 2     | 28    | 20    | 14    | —     |
| Ni                             | 79    | 15    | 10    | 8     | 4     | 4     | 208   | 71    | 10    | 5     | 28    | 18    | 13    | —     |
| Cr                             | 291   | 12    | 14    | 8     | 3     | 2     | 370   | 108   | 23    | 5     | 43    | 31    | 12    | —     |
| V                              | 231   | 213   | 44    | 28    | 9     | 16    | 260   | 171   | 70    | 10    | 171   | 118   | 105   | —     |
| Sn                             | 3     | 4     | 3     | 4     | 3     | 1     | 6     | 3     | 3     | 3     | 3     | 3     | 2     | —     |
| Pb                             | 3,5   | 4     | 6     | 13    | 4     | 3     | 2     | 13    | 10    | 24    | 13    | 18    | 22    | —     |
| Cu                             | 57    | 39    | 20    | 30    | 28    | 7     | 123   | 47    | 10    | 7     | 46    | 35    | 25    | —     |
| B                              | 45    | 28    | 51    | 45    | 25    | 24    | —     | 21    | 15    | 21    | 53    | 32    | 31    | —     |
| Zn                             | 86    | 112   | 105   | 99    | 77    | 51    | 135   | 57    | 100   | 68    | 167   | 153   | 115   | —     |
| Zr                             | 151   | 152   | 261   | 362   | 453   | 303   | 165   | 292   | 500   | 660   | 161   | 175   | 205   | —     |
| Sc                             | 37    | 37    | 16    | 7     | 2     | 4     | 19    | 16    | 6     | 3     | 41    | 25    | 11    | —     |

Примечание. 1—6 — глубоководные котловины: 1 — базальт, 2 — ферробазальт, 3 — трахиандезит, 4 — трахит, 5 — трахидацит, 6 — трахилипарит; 7—14 — подводные поднятия и острова: 7—10 — щелочная серия: 7 — пикрито-базальт, 8 — базальт, 9 — лейко-базальт, 10 — трахит, 11—14 — известково-щелочная серия: 11 — базальт, 12 — андезит, 13 — дацит, 14 — липарит.

logical..., 1978] и, как указывалось, в подводных частях Курильского блока. По составу пород (риолиты, дациты) этот пояс аналогичен окраинно-континентальным вулканическими поясам. В позднем мелу внедрялись небольшие массивы диорит-гранодиоритового состава, но в массиве Абакума-Китаками они развиты гораздо меньше, чем в остальной части о-ва Хонсю. Для палеогена характерны стабильные условия, сменившиеся в неогене резкой активизацией тектонического режима и формированием в западной части массива комплекса "зеленых туфов".

Выступы древних сиалических комплексов на поверхность на о-ве Хоккайдо известны в зоне Хидака. Согласно данным Х. Окады, М. Комацу и др. [Accretion..., 1983], вдоль ее простирается прослеживается метаморфический комплекс, расчлененный на две серии. Нижняя метаморфизована зонально в фациях гранулитовой и амфи-

болитовой. Здесь преобладают гранат-ортопироксеновые гнейсы и мигматиты, ортопироксеновые гнейсы и амфиболиты внизу и амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотит-жедрит-кордиеритовые, биотит-роговообманковые и биотитовые гнейсы сверху. Определяющие метаморфизм парагенезисы минералов следующие: биотит—силлиманит—гранат, биотит—силлиманит—кордиерит, гранат—силлиманит—кордиерит, гранат—биотит—ортопироксен, гранат—кордиерит—биотит, гранат—ортопироксен—кордиерит (+ всюду плагиоклаз и кварц), роговая обманка — плагиоклаз, ортопироксен — плагиоклаз, роговая обманка — оба пироксена — плагиоклаз. Верхнюю серию составляют двуслюдяные гнейсы и сланцы и мигматиты. Неметаморфизованный чехол сложен аспидными сланцами, кремнями, основными туфами и флишоидными осадками, содержащими фауну перми, триаса и

юры. Как видим, по своему строению зона Хидака во многом сходна с другими кристаллическими массивами Японии и Камчатки.

Древние кристаллические породы встречаются и в других районах Японии. Так, на о-ве Седо во Внутреннем Японском море в миоценовых лавах обнаружены ксенолиты глубинных гранат-гиперстеновых гранулитов [Ohira, 1984].

Выступы древней сиалической коры установлены также на дне Японского моря. На подводных возвышенностях, примыкающих к п-ову Корея, драгированы архейские и протерозойские гнейсовые комплексы. Их возраст устанавливается как по сходству с докембрием Корейского щита, так и по изотопным датировкам. Выше них залегают фанерозойские морские и континентальные терригенные отложения. На подводной возвышенности Ямато, располагающейся почти в центре Японского моря, в основании драгированного разреза вскрывается среднепалеозойская вулканогенная толща, сложенная андезитами, риолитами и их туфами. Верхнепалеозойские отложения представлены песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов. Среди обломков в песчаниках и конгломератах преобладают граниты, кварц, полевые шпаты. Крупные блоки описываемых отложений приурочены к кровле позднепалеозойского гранитного батолита (220—270 млн лет). Триас и юра на возвышенности Ямато не установлены. Нижний мел представлен континентальными терригенными отложениями аркозового ряда, залегающими на позднепалеозойских гранитах. К верхнему мелу относится субазральная толща дацитов, риолитов и их туфов, по составу аналогичных породам Приморского вулканического пояса. Палеогеновые отложения образованы базальтами, андезитами, дацитами и их туфами, перекрытыми континентальными терригенными и вулканогенными отложениями неогена [Берсенеv и др., 1983; Цой и др., 1985].

Образование впадины Японского моря связано с начавшейся в палеогене деструкцией континента и формированием глубоководных котловин с корой океанического типа. Влияние древней сиалической коры, видимо, привело к распространению среди кайнозойских вулкаников почти исключительно континентальных типов базальтоидов [Фролова, Коновалов, 1985; Съедин, 1986]. В глубоководных котловинах и краевых частях крупных подводных возвышенностей (Ямато, Ното, Восточно-Корейской) драгированы, как указывалось, породы трахибазальтовой серии. На подводных поднятиях развиты известково-щелочные базальт-липаритовые и щелочные базальтоидные комплексы (табл. 23).

#### ВОСТОЧНО-КИТАЙСКИЙ БЛОК

Восточно-Китайский сиалический блок подстилает обширные шельфы Восточно- и Южно-Китайского морей, являясь структурным продолжением материковой суши Китая и Индокитая. Юго-восточным обрамлением блока служат тыловодужные впадины Окинава и Южно-Китайская, из которых первая подстилается сиалической корой и, таким образом, входит в состав блока.

В материковом обрамлении Восточно-Китайского блока выделяются два крупных кристаллических массива — Катазиатский и Индосинийский — и разделяющая их Северо-Вьетнамская складчатая система. Все три элемента характеризуются мощной сиалической корой с широким развитием кристаллического докембрия [Шульдинер, 1982]. Можно полагать, что тот же тип древней сиалической коры прослеживается в зону шельфов Восточно- и Южно-Китайского морей, что доказывается геофизическими материалами и находками докембрийских пород (627 и 1465 млн лет) на островах Южно-Китайского моря [Ren Jishun et al., 1984].

Вне материка образования этой коры обнажены также на о-ве Тайвань. Восточная окраина этого острова, сложенная мафическими комплексами, описана выше, остальная же его часть подстилается сиалической корой. В ее составе различают кристаллический и осадочный ярусы [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Yen, 1977; Liou et al., 1981]. Кристаллический субстрат состоит из гнейсов, амфиболитов и мраморов. В мраморах обнаружены пермские фузулиниды, но в то же время есть указания на то, что метаморфические породы местами перекрыты каменноугольными и пермскими отложениями, так что, по-видимому, какая-то часть пород кристаллического субстрата имеет допозднепалеозойский возраст. Породы субстрата многократно дислоцированы, метаморфизованы и прорваны гранитами, причем ранние эпохи метаморфизма, соответствующие амфиболитовой и местами, вероятно, переходной к гранулитовой (появление парагенезиса бурая роговая обманка + клинопироксен) фациям, относятся к раннему мезозою, а поздние, диафторические, достигающие хлоритовой ступени фации зеленых сланцев — к кайнозою.

Осадочный ярус содержит верхнепалеозойские известково-обломочные, вулканогенно-обломочные породы, аркозовые песчаники и глинистые сланцы (около 6 км), верхнемезозойские глинистые сланцы и песчаники (более 2,7 км) и кайнозойские песчано-конгломератовые, песчано-сланцевые и сланцевые толщи (более 10 км). Внутри разреза многочисленны перерывы и несогласия; складчатые движения продолжались вплоть до миоцена.

Подводные пространства описываемого блока большей частью перекрыты мощным осадочным чехлом, препятствующим изучению фундамента. Исключением служит тыловодужная впадина Окинава, борта которой хорошо обнажены. Здесь в результате драгирования в западной части трога выявлен, в частности, блок метаморфических пород, среди которых различаются два комплекса. Гипсометрически ниже залегают амфиболиты, амфиболовые и кварц-биотитовые сланцы, гранат-биотит-клиноцоизитовые, амфибол-биотит-клиноцоизитовые и биотитовые плагиогнейсы, мраморы. Комплекс характеризуется существенно натровой специализацией и глубинными условиями метаморфизма ( $T > 500^{\circ}\text{C}$ ,  $P > 9$  кбар), приближаясь в этом отношении к амфиболитам зоны Санбагава Японо-Бородинского блока. Второй комплекс состоит из биотитовых, кварц-биотит-мусковитовых, альбит-мусковитовых сланцев, гранат-

двуслюдяных гнейсов и мраморов. Он отличается калиевой специализацией и малоуглубинным метаморфизмом ( $T \approx 500^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 4$  кбар) и сопоставляется с метаморфическими породами зоны Реке [Авченко, Леликов, 1983]. По-видимому, здесь тектонически совмещены блоки мафической и сиалической коры, вдоль границы которых проходит трог Окинава.

Судя по сейсмическим данным, днище впадины подстилается в основном дораннеплейстоценовой корой континентального типа, имеющей повышенную — от 15 до 28 км — мощность. Это определяет специфику впадины Окинава, которая трактуется как недоразвитая, эмбриональная [Jin, Yu, 1984; Kimura, 1984].

#### СУМАТРА-КАЛИМАНТАНСКИЙ БЛОК

Суматра-Калимантанский блок сиалической коры является южным продолжением Восточно-Китайского блока и включает о-в Суматру, п-ов Малакка и Центральный Калимантан. Подробные геофизические данные по блоку отсутствуют.

Остров Суматра перекрыт молодыми комплексами, но местами здесь скважинами вскрыт кристаллический субстрат, состоящий из аспидных сланцев, кварцитов, филлитов, мраморизованных известняков, а также двуслюдисто-хлоритовых сланцев и амфиболитов. Эти породы прорваны меловыми гранитами, что определяет их верхнюю возрастную границу, но, скорее, они имеют значительно более древний (возможно, даже докембрийский) возраст, поскольку верхний палеозой в пределах острова нигде не метаморфизован и имеет субплатформенный формационный облик. На западе острова карбон и пермь представлены переслаивающимися известняками, глинистыми сланцами и песчаниками с мелководной фауной, на востоке — прибрежно-морскими известняками и континентальными кластическими осадками с обильными прослоями кислых и средних эффузивов и туфов. Породы прорваны гранитами разного возраста, наиболее древние из которых также имеют каменноугольный и пермский возраст. Ранний мезозой (триас, юра) — маломощные свиты аспидных и глинистых сланцев и песчаников. Мел отличается очень контрастным разрезом: в его составе присутствуют органические, частью рифогенные, мелководные известняки, глубоководные известняки и мергели, глинистые сланцы, красные радиоляриевые кремни, андезиты и базальты. Допозднеолигоценные отложения кайнозоя — преимущественно континентальные кластические осадки, присущие обстановке стабильного шельфа. С позднего олигоцена—миоцена начинается активная наземная вулканическая деятельность, ознаменовавшая становление андезитовой дуги.

Похожее строение имеет и примыкающая к Суматре западная оконечность Явы, где широко распространены меловые и палеогеновые граниты.

Острова передовой гряды, прилежащие к Суматре, сложены полимиктовым меланжем, состоящим из обломков и блоков песчаников, конгломератов (галки которых снесены с о-ва Суматра)

с подчиненными подушечными базальтами, кремнями, серпентинитами, гранатовыми амфиболитами и известняками, которые сцементированы глинистыми сланцами. Эти породы ассоциируются с сильно деформированными слоями нижнемиоценовых осадков (мергелей и известняковых песчаников), несогласно перекрытых средним миоценом. Последний представлен мелководными, прибрежно-морскими, континентальными рыхлыми песчаниками и алевролитами с прослоями углей; к верхам миоцена они сменяются глубоководными песчаниками и глинами. В целом разрез имеет континентальный характер, и только в меланже присутствуют экзотические породы океанического происхождения. Выходы древнего субстрата здесь неизвестны, но характер чехла дает возможность предполагать сиалическое основание [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Hamilton, 1979].

П-ов Малакка обладает типичными чертами континентального сиалического блока. На западе и северо-востоке полуострова, как и в прилегающих районах материка, палеозойский разрез отличается субплатформенным характером. Это сравнительно небольшие по мощности отложения кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, включающие кластические породы большей частью аркозового состава и известняки. Есть основания предполагать, что неглубоко залегает докембрий, хотя достоверно датированные его выходы на п-ове Малакка неизвестны. Изотопными методами установлено, что пермские и триасовые граниты п-ова Малакка образовались путем плавления раннерифейской (1,7—1,5 млрд лет) и среднерифейской (1,35—0,8 млрд лет) сиалической коры [Гатинский и др., 1984; Liew, McCulloch, 1985]. В восточной части полуострова разрез начинается, как и на Суматре, с карбона. Для него характерно широкое распространение глинистых сланцев и алевролитов наряду с кварцевыми и аркозовыми песчаниками и кислыми эффузивами и туфами. Начиная с юры ведущая роль переходит к грубокластическим осадкам, несогласно перекрывающим поздний палеозой и триас. Здесь же на востоке полуострова проявлен интенсивный гранитный магматизм мелового возраста. Палеозойско-мезозойские комплексы п-ова Малакка и о-ва Суматра во многом близки. По-видимому, в обоих случаях мы имеем дело с миогеосинклинальными и орогенными сериями, наложенными на древнюю сиалическую платформу [Geology..., 1973; Hamilton, 1979; Маймин и др., 1982].

Центральный и Юго-Западный Калимантан также имеет похожее строение. Здесь в основании разреза залегают метаморфические породы, вероятно, допозднекаменноугольного возраста. Вышележащий разрез сложен сильно деформированными аргиллитами, песчаниками, кислыми и средними вулканитами, подчиненными известняками. Породы охарактеризованы фауной от верхнего карбона до верхнего мела и прорваны крупными гранитоидными плутонитами в основном позднемелового возраста. Кайнозойские отложения могут быть отнесены к морской и континентальной молассе [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Hamilton, 1979].

По-видимому, Суматра-Калимантанский блок представлял собой древний срединный массив, в котором, судя по разрезу северо-западной Малакки, в течение всего палеозоя и, возможно, раннего мезозоя сохранялись субплатформенные условия и который в меловое время распался вследствие растяжения и утонения континентальной коры.

#### СУЛАВЕСИ-ТИМОРСКИЙ БЛОК

Сулавеси-Тиморский блок расположен на северо-западном продолжении Австралийского континента и включает в себя Малые Зондские острова и западную половину о-ва Сулавеси. Здесь распространены образования типичной континентальной коры.

Описание начнем с одного из наиболее изученных участков — о-ва Тимор. Хотя здесь широко развиты надвиговые структуры и меланж, имеются участки, где стратиграфическая последовательность сохранилась ненарушенной. В основании разреза залегают зонально метаморфизованные породы северного побережья острова. Они представлены пелитовыми и кремнистыми кристаллическими сланцами с подчиненными известковыми и основными породами, метаморфизм которых меняется через зоны: хлоритовую, биотитовую, роговообманковую, гранатовую, олигоклазовую, ставролитовую, клинопироксеновую до силлиманит-ортоклазовой зоны. В других участках острова довольно часто встречаются как мафические породы — зеленые сланцы, эпидотовые амфиболиты, андезиты, так и сиалические — кордиеритовые гнейсы, гранатсодержащие метанортозиты, андалузит-сланцевые сланцы, биотитовые гнейсы и т.п. Среди них известны и диафторированные гранулиты. Очевидно их сходство с метаморфическими породами австралийского докембрия, что приводит к предположению об очень древнем возрасте по крайней мере части кристаллических сланцев Тимора.

Кристаллический субстрат перекрыт пермскими и мезозойскими сериями, которые отличаются сильной фациальной неустойчивостью. Среди пермских отложений выделяются глинистые сланцы, известняки и обломочные породы, в составе среднего и верхнего триаса — неритовые известняки и глинистые сланцы, нижней и средней юры — неритовые глинистые сланцы, песчаники и известняки, верхнего мела — батинальные известняки и радиоляриевые кремни. Весь верхнепалеозойско-мезозойский разрез содержит прослойки эффузивов, часто кислых. В некоторых блоках наблюдаются офиолиты. Разновозрастные образования разделены чаще всего поверхностями надвигов, но наблюдаются и стратиграфические соотношения. Так, А. Грэди и Р. Берри отмечают: 1) несогласное залегание пермских осадочных и вулканических пород на кристаллическом комплексе; 2) прерывистый и постепенный переход перми в триас; 3) согласное налегание юры на триас. Отмечаются также несогласия в основании апта и сенона. Большинство авторов подчеркивают сходство описанных тиморских образований с разновозрастными комплексами северо-запада Австралии. Палеоген и низы миоцена представлены известковыми и эффузивными породами, а начиная с конца сред-

него миоцена до начала плейстоцена здесь формировалась мощная морская моласса [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Grady, Berry, 1977; Hamilton, 1979].

Ближние к Тимору острова передового хребта Зондской дуги по своему геологическому строению во многом аналогичны Тимору. На них известны кристаллические сланцы неясного возраста (допермские?); метаморфизованный же разрез начинается с перми и включает весь мезозой и кайнозой; как и на Тиморе, породы типичны для континентальной коры [Hamilton, 1979].

На западе о-ва Сулавеси допалеогеновый субстрат обнажен лишь в небольших эрозионных окнах на южной оконечности острова. Здесь развит метаморфический комплекс основного состава: зеленые и слюдяно-роговообманковые сланцы, которым подчинены глаукофановые сланцы, эклогиты и кварциты. Известны также кислые разности, в частности гранат-биотитовые гнейсы. Они несогласно перекрыты мезозойскими (юра или нижний мел) кремнями. По-видимому, основные породы в фундаменте на западе о-ва Сулавеси не имеют большого распространения, так как вышележащий эоцен представлен характерными для верхов сиалической коры фациями стабильного шельфа (здесь чередуются кварцевые песчаники, конгломераты, мелководные платформенные известняки, угли), а с конца миоцена широко проявились гранитный магматизм и кислый вулканизм. Вплоть до четвертичного времени сохранялся режим вулканоплутонического пояса, подстилавшегося, судя по составу и широкому распространению продуктов кислой магмы, сиалическим фундаментом [Haile et al., 1979; Hamilton, 1979].

#### СУЛА-НОВОГВИНЕЙСКИЙ БЛОК

Сула-Новогвинейский блок в тектоническом отношении представляет собой северную окраину Австралийского материка, от которого он отделен только мелководным эпиконтинентальным морем. Блок охватывает большую часть этого моря, о-в Новая Гвинея, за исключением его северной прибрежной полосы, и южные и западные Молуккские острова.

Крайние выходы на западе приурочены к островам Сула и Бангай и захватывают близлежащий участок побережья о-ва Сулавеси. Этот протяженный в широтном направлении выступ сиалической коры получил название "шпора Сула". Кристаллическим субстратом здесь служат разнообразные гранитоиды, главным образом биотитовые граниты и гранодиориты, с которыми ассоциируют филлиты, зеленые сланцы, слюдяные кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты; пересекающие их пегматиты имеют К—Аг-возраст 418 млн лет, что определяет принадлежность сланцев к досреднепалеозойским образованиям.

Западная часть о-ва Хальмахера представляет собой, по-видимому, меридиональное ответвление от сиалической "шпоры Сула". Здесь в основании вулканической дуги, сложенной кайнозойскими

базальтами, андезитами и дацитами, распространены гнейсы гранитного и кварц-диоритового состава [Hamilton, 1979].

Южнее, на островах Серам и Буру, также обнажен кристаллический субстрат континентального типа, образующий небольшие автохтонные массивы и тектонические чешуи в сильно нарушенных мезозойских толщах. Здесь присутствуют метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, подвергшиеся повторному рассланцеванию и диафторезу: биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы с кордиеритом, силлиманитом, кианитом, андалузитом, гранатом, бурой и зеленой роговыми обманками, пироксеном и шпинелью, а также амфиболиты. Вышележащий разрез доверхнемиоценового фундамента представлен двумя комплексами. Первый сложен филлитами с тектоническими линзами метаофиолитов (зеленые и иногда голубые сланцы, амфиболиты, базальты, габбро, серпентиниты, перидотиты, радиоляриты), второй — верхнетриасово-юрскими граувакками, песчаниками, глинистыми сланцами и радиоляритами, верхнеюрскими коралловыми известняками, туфами, меловыми пелагическими известняками, мергелями и кремнями и, наконец, несколько более глубоководными палеоген-миоценовыми известняками и обломочными породами. В целом этот комплекс близок к мелководным фациям более восточных районов.

Вдоль южной окраины Молуккских островов проходит субширотный неогеновый (?) вулканический пояс, сложенный андезитами, дацитами и риолитами, иногда с вкрапленностью кордиерита [Hamilton, 1979; Augley-Charles et al., 1979].

Острова крайнего восточного фланга Зондской дуги, обрамляющие море Банда с востока, также характеризуются наличием различных кристаллических сланцев и гнейсов.

На Новой Гвинее породы кристаллического субстрата известны в нескольких пунктах, но их возраст достоверно не определен. На западе острова распространены породы амфиболитовой фации, как метаосадочные, так и метаизверженные — гнейсы, амфиболиты, эцлогиты. Они прорваны мезозойскими и позднепермскими гранитами. В восточных районах (хребет Бисмарка) основание разреза образуют актинолит-хлоритовые, кварц-серицитовые слюдяные сланцы и гнейсы, биотит-андалузитовые сланцы, филлиты и др. Совместно с перекрывающими их песчано-глинистыми осадками нижнего мела они прорваны гранодиоритами [Tingey, Grainger, 1976; Hamilton, 1979]. Еще восточнее, в хребте Оуэн-Стэнли, развиты графит-кварц-полевошпат-слюдяные сланцы с подчиненными мраморами, метабазитами и сланцеватыми конгломератами. Метаморфизм на западе хребта соответствует фации зеленых сланцев, к востоку он усиливается, и здесь в составе сланцев появляются лавсонит и глаукофан. Последние прорваны среднемиоценовыми гранодиоритами. Судя по уже упоминавшейся комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по п-ову Папуа, этот район имеет типичное для сиалической коры двухслойное строение с двумя примерно равными по мощности слоями — "гранитным" ( $v_p = 5,5-6$  км/с) и "базальтовым" ( $v_p = 6,5-7$  км/с). Общая

мощность коры несколько превышает 30 км, в прилегающей зоне Кораллового моря она сокращается до 22—27 км [Finlayson et al., 1977].

Кристаллические сланцы и гнейсы "континентального облика" распространены и на соседних островах Д'Антраксто и еще далее к востоку, на архипелаге Луизиада. Острова Д'Антраксто в горных частях сложены породами амфиболитовой и местами пироксен-гранулитовой фаций. Это на 90% гнейсы и мигматиты гранодиоритового состава, и лишь в верхах разреза они уступают место амфиболитам и известковистым и основным сланцам. Изредка встречаются также графитовые сланцы. Они прорваны плиоценовыми (по К—Аг-датировкам) батолитами гранодиоритов. На островах развиты также четвертичные ультращелочные риолиты. Между выходами сланцев в хребте Оуэн-Стэнли и на островах Д'Антраксто обнажены основные и ультраосновные породы, но, судя по гравиметрическим данным и наличию гранитных штоков, фундамент этой территории имеет также кислый состав. На островах Луизиада метаморфические сланцы относятся к нижней серии и похожи на сланцы хребта Оуэн-Стэнли, хотя местами известны и высокометаморфизованные гнейсы. Они интродуцированы четвертичными дацитовыми и андезитовыми породами [Davies, Smith, 1971; Smith, 1976].

Осадочные разрезы Новой Гвинеи (кроме северной зоны) имеют миогеосинклинальный и субплатформенный характер. На крайнем западе острова в низах обнажены аспидные сланцы, кварциты и граувакки с силурийскими граптолитами. В более восточных районах острова разрез также начинается с силура, представленного здесь платформенными известняками. По всей длине миогеосинклинально-платформенной зоны развиты также девон, карбон и пермь, нередко в континентальных и прибрежно-морских фациях. То же можно сказать о мезозойских и палеогеновых отложениях. Докембрий на поверхности не обнажен, но вскрыт скважинами под платформенными отложениями [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Hamilton, 1979].

#### ЛОРД-ХАУ-НОВОЗЕЛАНДСКИЙ БЛОК

Лорд-Хау-Новозеландский блок представляет собой обширный участок континентальной коры, отделенный от Австралии впадинами Тасманова и Кораллового морей и почти полностью погруженный под уровень моря. Блок характеризуется типичным для сиалической коры строением и значительной мощностью, которая местами приближается к 30 км (рис. 46). Породы блока выступают на поверхность лишь вдоль западной окраины Новой Зеландии, на о-ве Новая Каледония и других мелких островах. Погруженная часть разделена протяженной Новокаледонской котловиной на два параллельных подводных хребта — Лорд-Хау и Норфолк.

Древнейшими породами Лорд-Хау-Новозеландского блока являются, по-видимому, кристаллические образования, развитые вдоль западной

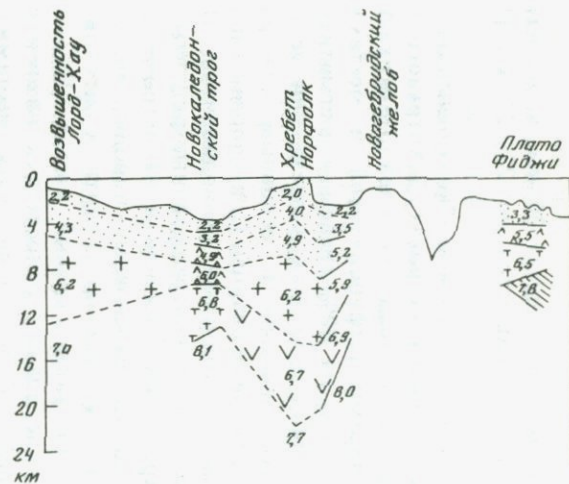


Рис. 46. Петрофизические разрезы земной коры хребтов Лордхау и Норфолк [Shor et al., 1971]  
Условные обозначения см. на рис. 7

окраины о-ва Южного. К ним относятся гнейсы Констант (Чарлстон), залегающие в подошве нижнеордовикских сланцев Гринленд. Изохронный Rb—Sr-возраст гнейсов Констант 680 млн лет [Adams, 1975; Hume, 1977]. Развитые на юге этого же острова (провинция Фьордленд) метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций на основе радиоизотопных датировок считались раннепалеозойскими [Landis, Coombs, 1967; Gibson, 1982], что однако, кажется сомнительным: скорее, возраст их омоложен — некоторые авторы предположительно относят их к докембрийскому фундаменту [Oliver, 1977]. Примечательно, что детритовый циркон в палеозойских и мезозойских осадках Новой Зеландии и Новой Каледонии имеет очень древний изотопный возраст — до 700—1500 млн лет, что указывает на существование соответствующих древних областей размыва [Argonson, Tilton, 1971; Nathan, 1976].

Осадочный разрез Новой Зеландии начинается с кембрия или с конца докембрия. В его основании залегает мощная толща эффузивов, главным образом андезитового и базальтового состава, с пирокластами и вулканическими конгломератами. Они содержат линзы перидотитов—габброидов. Выше залегают аргиллиты с линзами известняков среднего—низов верхнего кембрия. Еще выше наблюдается переслаивание вулканических песчаников и аргиллитов с прослоями конгломератов, андезитов и базальтов [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Hunter, 1977]. В некоторых отношениях эти геосинклинальные образования напоминают одновозрастные с ними отложения геосинклинали Тасман на востоке Австралии. В последних наряду с подушечными базальтами и спилитами также широко распространены андезиты и более кислые разновидности, что присуще блокам с континентальной корой. Ордовик, силур и девон представлены преимущественно терригенными (граувакки, аргиллиты, кварциты) и в небольшой степени карбонатными породами. Отложения перми мела и кайнозоя имеют молассоидный характер.

Второй выход коры на поверхность в пределах блока — о-в Новая Каледония. Здесь разрез начинается с нижнепермских отложений, имеющих орогенный характер: в них риолитовые и дацитовые породы чередуются с пестроцветными аргиллитами. Мезозой представлен граувакками, образовавшимися за счет разрушения суши, возвышавшейся на месте современного подводного хребта Лорд-Хау. Местами породы метаморфизованы, на севере — в фации голубых сланцев. Имеются попытки расчленить метаморфические образования, которые привели к выделению в их составе пород допермского субстрата и пермско-юрских платформенных отложений. Известны сравнительно небольшие выходы гранитоидов. С северо-востока на описанные комплексы надвинуты амфиболиты прилежащего океанического блока [Lilie, Brothers, 1970; Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Guégué et al., 1977; Энциклопедия..., 1980].

На поднятии Лорд-Хау в основании разреза ниже песчаников маастрихта скважинами DSDP вскрыты риолиты и риолитовые туфы раннемелового возраста. Они имеют субаэральный характер и образовались еще до раскрытия Тасманова моря [Initial..., 1973].

Блок Кэмпбелл примыкает с юга к Чатем-Новозеландскому блоку и представляет собой обширное подводное поднятие.

Геология блока изучена очень слабо, преимущественно по отдельным выходам, представленным группами островов. На ближайших к Новой Зеландии островах Снэрс и Окленд в основании обнажены гнейсовидные граниты, возраст которых по геологическим и радиометрическим данным определяется как допозднемеловой [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Adams, 1983].

Более южный о-в Кэмпбелл имеет в основании под мел-палеогеновыми пелагическими осадками метаморфизованные аркозовые песчаники и сланцы, возраст которых, определенный К—Аг-методом, 407—443 млн лет (ордовик) [Adams et al., 1979].

У южного края плато Кэмпбелл было проведено драгирование, которое дало, в частности, угловатые глыбы гранодиорита и очкового гнейса с возрастом по К—Аг-методу 1170—1040 млн лет [Challis et al., 1982].

На востоке описываемого блока породы фундамента обнажены на островах Баунти. Это крупнозернистые гранодиориты, возраст которых по К—Аг-методу 184—188 млн лет (ранняя юра) [Gullen, 1975].

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ СИАЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Как видно из приведенного материала (см. рис. 3), континентальный сиалический фундамент подстилает большую часть территории современных активных окраин.

Сиалический фундамент активных окраин является структурным продолжением сиалической коры континентов. Можно утверждать, что ни по структуре, ни по составу, ни по возрасту сиалическая кора в основании активных окраин и в прилегающих частях континентов не различаются. Здесь и там развиты породы гнейсового субстрата, разнообразные гранитоиды и терригенные осадки, образовавшиеся за счет разрушения кислых кристаллических пород. Породы основного состава также играют определенную роль в строении сиалической коры, но они нигде не образуют основание разреза, а сформировались на сравнительно поздних этапах эволюции за счет поступления к поверхности мантийных магм.

Строение сиалической коры характеризуется многочисленными перерывами и несогласиями, свидетельствующими об активной тектонической жизни и многократных проявлениях орогенеза. Самое древнее из несогласий, как правило, отделяет нижний метаморфический ярус от вышележащих осадочных толщ. Возраст метаморфических пород мало где установлен с необходимой точностью. Тем не менее в некоторых местах удалось доказать их принадлежность к докембрию: таковы древнейшие комплексы Камчатки, Японии и Новой Зеландии. Почти не вызывает сомнений докембрийский возраст гнейсов фундамента островов Тимор и других, расположенных на северном, погру-

женном под воду, продолжении Австралийского материка. Гнейсы этих островов похожи на материковые и легко с ними сопоставляются; кроме того, местами перекрывающие их толщи имеют достаточно древний, вплоть до силурийского, возраст, что подтверждает древность гнейсов. То же можно сказать о п-ове Малакка, гнейсы которого сопоставляются с аналогичными породами Юго-Восточной Азии, а неметаморфизованный разрез начинается кембрийскими аркозами.

Наряду с древними метаморфическими сериями присутствуют и молодые, как правило, зонально метаморфизованные комплексы. Они маскируют наличие древних, и только там, где вопрос хорошо изучен (Камчатка, Япония, Канадские Кордильеры и др.), удается показать, что в составе фанерозойских метаморфических ореолов выделяются древние ядра, сложенные кристаллическими породами — повторно метаморфизованными гнейсами или метагранитами. Наличие таких ядер, видимо, достаточно типичная особенность зональных метаморфических комплексов, так как их метаморфизм чаще всего обусловлен поднятиями теплопроводных пород кристаллического субстрата, фокусирующими тепловые потоки ("эффект цоколя"). Эта закономерность заставляет думать, что выступы древних, в том числе и докембрийских гнейсов распространены значительно шире, чем они известны в настоящее время. Не исключено, что докаменноугольные гнейсы трога Окинава, островов Тайвань и Калимантан и другие целиком или частично относятся к докембрийскому субстрату.

Но как бы ни решился вопрос о возрасте гнейсов и других кислых материковых пород, повсеместно оказывается, что именно такие породы слагают видимое основание разреза. Нигде нет достоверных признаков того, что они залегают на породах основного состава или произошли за счет трансформации основных пород в кислые. Наоборот, всюду, где в составе сиалической коры имеются основные породы, они, повторим, оказываются сравнительно молодыми, возникшими на поздних этапах эволюции за счет привноса в кору основного магматического материала. Поэтому приходится считать, что сиалическая континентальная кора активных окраин не является новообразованной за счет океанической; она сложена преимущественно древним, докембрийским материалом материков, подвергшимся многократным процессам переотложения и ремобилизации. Ремобилизация выражается главным образом в двух формах — тектоно-магматической и тектоно-метаморфической.

Тектоно-магматическая ремобилизация проявляется в массовом внедрении гранитоидов и излияниях кислых и средних лав на обширных территориях, имеющих вид протяженных поясов. Таковы, например, меловые вулканоплутонические пояса, опоясывающие почти непрерывной цепью весь восточный край Азии — от Чукотки на севере до Катазии на юге. Сходную природу имеет, по-видимому, обширный пояс мезозойских плутонических пород, прослеживающийся через п-ов Малакка и острова Суматра и Калимантан; другой плутонический пояс протягивается в виде цепи раннемеловых гранитов через восточную часть Японии и Курильский блок. Можно думать, что подобные пояса тектоно-магматической регенерации представляют

собой древние магматические дуги, заложенные на материковой коре над древними фокальными зонами [Шило, Умитбаев, 1984]. Специфика таких дуг, их отличие от современных активных окраин западно-тихоокеанского обрамления, заключается в преобладании плутонических кислых продуктов магматизма, что определяется, очевидно, их "отодвинутостью" от океана внутрь материков, приуроченностью к континентальным структурам коры. В этом отношении древние магматические дуги подобны структурам андийского и кордильерского типов.

Тектоно-метаморфическая ремобилизация проявлена в образовании особого рода метаморфических структур, наиболее ярким выражением которых являются окаймленные гнейсовые купола. Как правило, подобные структуры проявлены всюду, где имеются выходы на поверхность древнего гнейсового субстрата, но суть явления состоит именно в молодом возрасте повторного метаморфизма и зачастую сопутствующего ему гранитоидного магматизма. Можно думать, что это явление сопряжено с формированием вышеописанных магматических дуг, будучи глубинным выражением того же процесса.

Современные вулканические дуги, заложенные на континентальной коре, существенно отличаются от формирующихся на океаническом основании, но не несут заметных различий в зависимости от того, является ли фундамент сиалическим или мафическим — в обоих случаях они сложены продуктами вулканизма, среди которых преобладают субэвральные серии андезитового и андезит-дацитового состава. Поэтому происхождение подвижных систем удобнее обозначать терминами "эпиконтинентальные" и "эпиокеанические", сохранив традиционные наименования "энсиалические" и "энсиматические" для тех специфических случаев, когда важно отразить лишь состав, а не общее строение фундамента.

## Глава 5

### ФУНДАМЕНТ ВОСТОЧНОТИХООКЕАНСКИХ ОКРАИН

Восточнотихоокеанское обрамление, в составе которого мы условно рассматриваем также и южный сегмент кольца, отличается от западнотихоокеанских окраин отсутствием выдвинутых в океан островных дуг; соответственно, все структуры окраинных систем имеют за редким исключением эпиконтинентальное происхождение. Ниже приводится их краткое описание в принятом ранее порядке — против часовой стрелки.

#### АНТАРКТИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТ

В районе Новой Зеландии непрерывный пояс западнотихоокеанских активных окраин оканчивается, и антарктическое побережье почти на всем своем протяжении может рассматриваться как окраина пассивного типа.

Фокальная зона и соответствующий ей глубоководный желоб на этом отрезке отсутствуют. Правда здесь вдоль тихоокеанского берега (вероятно, на некотором от него удалении) через Землю Виктории и Землю Мэри Бэрд протягивается мощный вулканический пояс позднекайнозойского возраста, в составе которого имеются действующие и недавно потухшие вулканы. Этот пояс, однако, сложен щелочной оливин-базальтовой серией, совершенно не свойственной активным окраинам; скорее, она маркирует здесь процесс внутриконтинентального рифтогенеза [Лопатин, Поляков, 1976]. В прошлом же Западная Антарктида принадлежала к подвижным структурам тихоокеанского обрамления. Об этом свидетельствует наличие таких же, как и на других отрезках Тихоокеанского пояса, протяженных складчатых зон тихоокеанского направления, возраст которых меняется последовательно от позднедокембрийского до мезозойско-кайнозойского по мере удаления от Антарктической платформы к побережью материка [Энциклопедия..., 1980].

Субстратом этих зон служат глубоко метаморфизованные породы раннего докембрия. К ним относятся биотитовые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, гранат- и силлиманит-кордиеритовые гнейсы и кварциты, местами амфиболиты. Породы интенсивно мигматизированы и дислоцированы. Уровень метаморфизма достигает границы амфиболитовой и гранулитовой фаций. Характер метаморфизма и дислокаций и сопоставление с породами фундамента Антарктической платформы дают основание считать эти породы дорифейскими. Развитые здесь же на западе Антарктиды рифейско-нижнепалеозойские осадочные породы, возраст которых определен по акритархам, отличаются гораздо более низким уровнем метаморфизма.

Вышележащие комплексы представлены двумя толщами — средне-позднепалеозойской и юрской, в строении которых существенное место занимают вулканиты. В первой преобладают метаморфизованные базальтоиды, составы которых отличаются островодужными характеристиками [Лопатин, Поляков, 1976]. В юрской толще ведущую роль играют кислые островодужные вулканиты, состав которых меняется от андезитов до риолитов.

Таким образом, в целом кора Западной Антарктиды представлена сиалическим континентальным типом.

Северная часть Антарктического полуострова с прилежащими к ней Южными Шетландскими и Южными Оркнейскими островами относится к современной активной окраине и является частью островной дуги Скоша. Дуга Скоша занимает пограничное положение: в целом она принадлежит к атлантическому обрамлению, но одновременно ее западные фланги выступают как самый южный сектор восточнотихоокеанской цепи активных окраин. В составе фундамента антарктического отрезка дуги древнейшие отложения выделены в серию Скоша [Грикуров, 1973]. Это метаморфические породы, представленные первично-карбонатно-глинистыми и кремнистыми отложениями внизу (мраморы, амфиболиты, гранат-биотит-амфиболовые и кварц-слюдяные сланцы) и аркозовыми вверху (кварц-слюдяные сланцы). К той же серии (возможно, к более высоким ее горизонтам) относят слабо метаморфизованные сланцы разного состава: графитовые, эпидот-актинолит-хлоритовые, филлиты и филлониты. На востоке Шетландских островов в них обнаружен богатый комплекс вендских микрофоссилий, что определяет возраст серии Скоша как докембрийский.

Метаморфические породы довольно широко распространены в описываемой структуре, но, по-видимому, не все они относятся к докембрию, для некоторых предполагается более молодой возраст, вплоть до кайнозойского.

Вышележащие отложения южной ветви дуги Скоша принадлежат к верхнему палеозою и представлены геосинклинальными граувакко-сланцевой (Тринити) и кремнисто-вулканогенной (Кенион) формациями. Серия Кенион изучена недостаточно, ее структурное положение и соотношение с метаморфическим субстратом не ясны. Ее довольно кислый состав (преобладают андезиты) позволяет предполагать островодужное происхождение. Более молодые толщи мезозоя характеризуются крупными объемами преимущественно наземных кислых вулканитов — дацитов и риолитов, так что эпиконтинентальный характер этих толщ сомнений не вызывает. Палеозойско-мезозойский разрез венчается верхнемеловой грубообломочной молассой.

Таким образом, фундаментом антарктического звена дуги Скоша является такая же, как и на остальной территории Западной Антарктиды, типичная сиалическая континентальная кора. Становление самой дуги следует относить к плиоцену, когда началось накопление мощных толщ базальтов и андезито-базальтов известково-щелочного ряда.

Тихоокеанское побережье Южной Америки на всем своем протяжении представляет собой современную активную окраину особого, андского типа. Специфика этого типа определяется в первую очередь отсутствием тыловодужных бассейнов, так что вулканические цепи приурочены не к островным системам, а непосредственно к материковому массиву. Отличается и морфология вулканических цепей, которые в общем не имеют здесь формы выпуклых дуг, а на значительных расстояниях протягиваются прямолинейно или оказываются вогнутыми в сторону океана, следуя строго вдоль тихоокеанского побережья материка. На северном и южном флангах андские окраинные структуры разворачиваются к востоку и сливаются с островодужными системами Антильской и Скоша, обращенными к Атлантическому океану.

В отличие от других сегментов тихоокеанского обрамления, где современные активные окраины заложилась сравнительно недавно — в палеогене или чаще в неогене, Андская окраина развивается унаследованно с очень раннего возраста — с конца юры или начала мела [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Геология континентальных окраин, 1978, т. 2]. Следовательно, к ее фундаменту должны быть отнесены доверхнеюрские образования. Почти на всем своем протяжении окраинные структуры Анд "с самого начала заложилась на мощной сиалической коре. Даже на ранней стадии — в период максимальных погружений — континентальная окраина сохраняла высокое гипсометрическое положение: накопление вулканических и осадочных толщ происходило в мелководно-морской обстановке, которая временами сменялась субаэральной. В дальнейшем... произошло поднятие континентальной окраины выше уровня моря, так что... формирование вулканического пояса происходило только в наземных условиях" [Ломизе, 1983, с. 56]. По мнению некоторых авторов [Coira et al., 1982], вулканический пояс уже на самом раннем этапе существовал (минуя стадию подводных излияний) в виде островной дуги, отделенной от континента энсиалическим окраинным морем, которое замкнулось еще в раннем мелу.

Вулканы Андской окраины сохраняют пологое залегание, осложненное лишь разломными и приразломными дислокациями. По составу вулканы пояса "как на ранней, так и на поздней стадии его развития были представлены сложными непрерывными формациями известково-щелочного типа с преобладанием андезитовой или базальт-андезитовой составляющей" [Ломизе, там же]; в них значительно также содержание риолитов. Ж. Обуэн [Aubonin, Borrello, 1970] подчеркивает отсутствие на большей части Анд офиолитовых и флишевых комплексов, гигантских покровов и общего метаморфизма. Все эти особенности резко отличают Андский подвижный пояс от типичных эвгеосинклиналей, что послужило Ж. Обуэну и вслед за ним М.Г. Ломизе основанием выделить их в особый тип "лиминарных" систем. Вопрос о том, считать ли лиминарные системы разновидностью геосинклинальных или самостоятельным типом, остается открытым, и разные исследователи решают его по-разному. Мы полагаем, однако, что

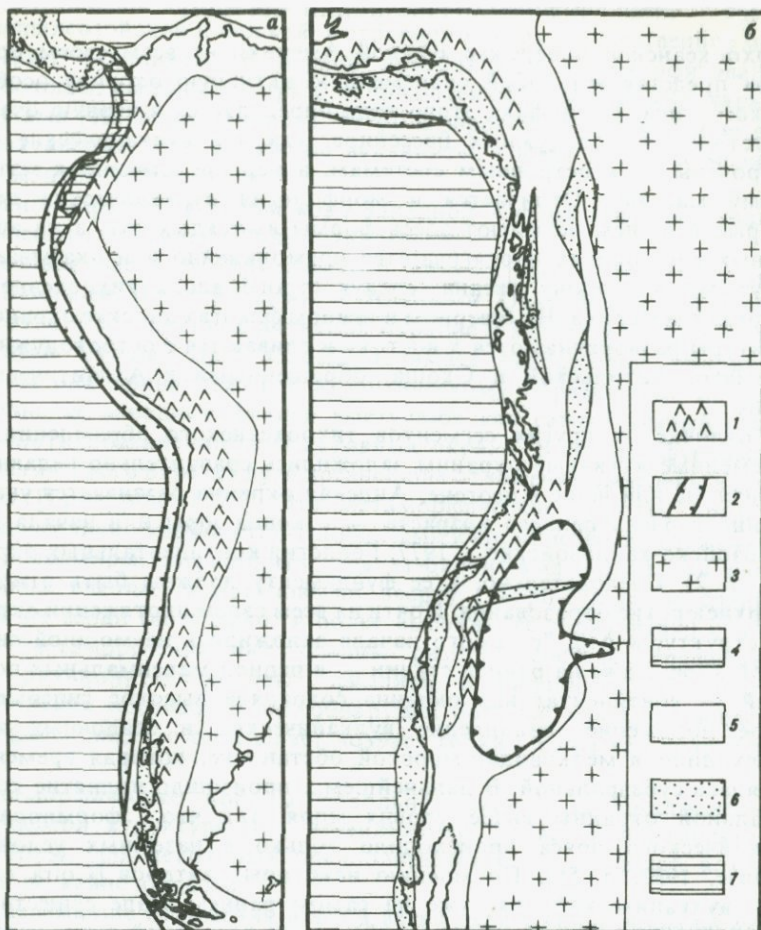


Рис. 47. Схема строения фундамента Андской (а) и Северо-Американской (б) окраин

1, 2 — главные структурные элементы активной окраины: 1 — современные вулканические дуги, 2 — глубоководный желоб; 3, 4 — типы коры в обрамлении активной окраины: 3 — континентальная кора прилежащего кратона, 4 — океаническая кора Тихого океана; 5—7 — типы коры в основании активной окраины: 5 — континентальная сиалическая, 6 — континентальная мафическая, 7 — океаническая

подобные системы, к которым близки, в частности, Охотско-Чукотский вулканический пояс, эпоконтинентальные палеозойские пояса Восточной Австралии и Зеландии, следует относить, скорее, к классу орогенных, нежели геосинклинальных структур.

Сиалический тип фундамента и соответственно строение мезозойско-кайнозойских комплексов, слагающих Андскую окраину, меняются лишь на двух участках — в Южно-Чилийской и Западно-Колумбийской зонах (рис. 47, а). Описание этих зон, где сиалические образования отсутствуют, приведено в конце раздела.

Мощность подстилающей Анды сиалической коры очень велика — до 60 км [Мезозойско-кайнозойские..., 1977]; некоторые авторы называют

еще большие цифры. Как и всюду на материках, консолидированная часть коры имеет двуслойное строение и состоит из "гранитного" и "базальтового" геофизических слоев примерно равной мощности.

Строение сиалического фундамента Анд в самых общих чертах приблизительно одинаковое на всем их протяжении. Он сложен метаморфическими породами, возраст которых меняется от докембрийского до палеозойского, перекрывающимися их палеозойскими миогеосинклинальными осадками и широко развитыми гранитоидами разного возраста. Главные структурные направления фундамента не совпадают с положением современных структурных элементов; докембрийские и палеозойские структуры отчетливо трассируются в сторону океана, что заставляет предполагать их былое продолжение за пределами современного континента [Архипов, 1977]. Существование докембрия хорошо обосновано в восточных зонах Анд, где древние метаморфические образования подразделяются на два комплекса [Моралев и др., 1975]. Нижний сложен в основном породами амфиболитовой фации: гнейсами, разнообразными кристаллическими сланцами, амфиболитами, мигматитами; местами метаморфизм достигает гранулитовой фации. Такие породы получили развитие в восточных хребтах Колумбии, Перу и в массиве Сьерра-Пампа в Аргентине. Хотя их изотопный возраст лишь изредка выходит за рамки рифейского, сходство с фундаментом Гвианского и Бразильского щитов позволяет предполагать их принадлежность к раннему докембрию. Верхний комплекс включает в основном менее метаморфизованные породы (фашия зеленых сланцев) — разнообразные слюдяные и хлоритовые сланцы, кварциты и т.д. Их возраст, по данным изотопных датировок и по соотношениям с нижнепалеозойскими отложениями, определяется как позднедокембрийско-раннепалеозойский. Породы этого типа распространены практически на всем протяжении восточных Анд.

В западных, прибрежных зонах Андской системы метаморфический субстрат также образован породами разных ступеней метаморфизма. Их возраст по большей части остается неопределенным, так что некоторые геологи предпочитают относить их к байкальским, другие — к герцинским образованиям. В пользу первого предположения говорят отдельные датировки изотопными методами, достигающие 450 млн лет, а также тот факт, что осадочные палеозойские породы (от ордовика до перми), образующие небольшие выходы в зоне развития метаморфического субстрата, не метаморфизованы [Aguirre et al., 1972].

На чилийском отрезке западных Анд метаморфические кислые породы образуют протяженный выход вдоль побережья к югу от Сантьяго и в других местах. Чаще они приурочены к западным контактам меридионально вытянутых палеозойских гранитоидных батолитов, по отношению к которым в метаморфитах наблюдается определенная зональность: по мере приближения к контактам зеленосланцевая фашия сменяется амфиболитовой, а местами даже гранулитовой. Метаморфизм является высокоградиентным, о чем говорит широкое развитие андалузита, силлиманита, кордиерита при полном отсутствии кианита. Состав метаморфической серии характеризуется преобладанием аспидных сланцев, филлитов, метапесчаников, гнейсов

и мигматитов, основные породы очень редки [González-Bonorino, 1971; Aguirre et al., 1972].

В Западной Кордильере Перу кристаллические сланцы также довольно широко распространены. Здесь они обнажаются непосредственно на побережье. Их расчленяют на две метаморфические серии, из которых верхняя сложена зелеными сланцами, а нижняя — разнообразными гнейсами, претерпевшими двукратный метаморфизм. Реликтовые минералы ранней генерации представлены гранатом, кордиеритом, ставролитом, силлиманитом, кианитом, при позднем метаморфизме развиваются хлорит, мусковит, эпидот. С гнейсовой серией ассоциируют породы гранулитовой фации: кондалиты, кинциты, кварциты, гиперстеновые и гиперстен-силлиманитовые парагнейсы, эндербитовые гнейсы, двупироксеновые и роговообманковые гранулиты, мраморы. Изохронный U—Rb-возраст цирконов из гранулитов около 2 млрд лет [Dalmauyc et al., 1977]. Возраст повторного метаморфизма примерно 600 млн лет, что согласуется с определениями возраста более молодых низкотемпературных сланцев и инъецирующих их гранитоидов, которые попадают в основном в интервал 500—600 до 700 млн лет [Магоссо, 1979].

Похожий метаморфический комплекс обнажается также в виде протяженной полосы в Восточных хребтах Перуанских Анд. Здесь он образует поднятый блок, несогласно перекрытый палеозойскими отложениями. Комплекс расчленен на три серии: верхняя метаморфизована слабо и представлена песчано-глинистыми породами с прослоями кислых вулканитов; средняя состоит из серицитовых и хлоритовых сланцев с прослоями граувакков и кварцитов; нижняя — из гнейсов, амфиболитов и кварцитов, метаморфизм которых местами соответствует гранулитовой фации [Aumaitre et al., 1977].

Гранулиты известны и в разделяющем Западные и Восточные хребты плоскогорье Альтиплано, где они обнаружены в составе вулканических выбросов [Injoque et al., 1983].

В Эквадоре метаморфические серии также получили заметное развитие, в том числе и в Береговой Кордильере (на юге страны). Они представлены зелеными и слюдястыми сланцами, амфиболитами, гранатовыми, силлиманитовыми и андалузитовыми гнейсами, мигматитами, эклогитами, с которыми ассоциируют гранито-гнейсы. Rb—Sr и K—Ar-возраст некоторых из этих пород превышает 700 млн лет [Kennerly, 1980; Hall, Calle, 1982].

На севере Эквадора и в Колумбии сиалическая кора прослеживается в Западную и Центральную Кордильеры. Фундамент Западной Кордильеры сложен метаморфическими породами неясного возраста. В Центральной Кордильере метаморфические породы изучены лучше: здесь распространены кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, амфиболиты и мигматиты, местами перекрытые граптолитовыми сланцами ордовика. В разных районах колумбийских Кордильер широко представлены также гранулиты: гранат-гиперстеновые гнейсы, чарнокиты, эндербиты и другие, которые в совокупности образуют гранулитовый пояс. Возраст глубоко метаморфизованных пород, определенный Rb—Sr-методом, 1,2—1,4 млрд лет [Case et al., 1971; Kroonenberg, 1982].

Таким образом, почти на всем своем протяжении Андская активная окраина подстилается сиалической корой очень древнего возраста. Большинство исследователей определяют древнюю структуру Анд как байкальский подвижный пояс, заложившийся на раннедокембрийском сиалическом основании. Исключением, как указывалось, являются Южно-Чилийская и Западно-Колумбийская зоны.

Южно-Чилийская зона представляет собой узкую полосу выходов мафических пород, протягивающуюся от Огненной Земли на север приблизительно до широты Темуко и далее в виде отдельных (возможно, соединяющихся под водой) обрывков до окрестностей Сантьяго (см. рис. 47). Южная половина этой зоны оконтурена с запада выступами сиалической коры, строение которой характеризуется широким развитием мезозойских гранитоидов. Незначительная ширина мафической зоны, видимо, обусловлена ее внутриконтинентальной рифтогенной природой, подобно Западно-Сихотэалинскому и Хоккайдо-Сахалинскому блокам.

Субстрат Южно-Чилийской зоны сложен преимущественно метаморфическими породами, объединенными в так называемую западную серию высокого давления [Aguirre et al., 1972]. Наиболее распространены кварц-полевошпатовые и амфиболовые кристаллические сланцы и кварциты. Местами широко развиты филлиты и зеленые сланцы. С ними ассоциируют небольшие плутоны деформированных тоналитов и кварцевых монзонитов [Nelson et al., 1979]; слабое развитие кислых плутонических пород резко отличает описываемую зону от прилежащих с запада и востока структур, насыщенных гранитными батолитами. В то же время среди пород описываемой серии многочисленны линзы серпентинитов с реликтовыми кристаллами оливина и пироксена.

Метаморфизм серии довольно однородный и соответствует по температуре зеленосланцевой, редко амфиболитовой фациям. Наиболее типичными минеральными парагенезисами являются: кварц — альбит — белая слюда — хлорит ± биотит ± гранат (спессартин) в метапелитах и альбит — хлорит — эпидот — актинолит ± сфен в метабазитах. Спорадически появляются лавсонит, стильпномелан, глаукофан и кианит — минералы-индикаторы высокого давления. Описываемая серия интенсивно деформирована в сложные складки, так что первичная стратификация не распознается, за исключением мощных кварц-магнетитовых слоев. Сланцеватость залегает субгоризонтально. Возраст серии считается домезозойским; на крайнем юге установлено, что она несогласно перекрыта средней и верхней юрой.

Таким образом, Южно-Чилийская зона представляет собой выступ мафической континентальной коры, которая совместно с обрамляющими его структурами сиалической коры образует фундамент южного фланга Андской активной окраины.

Западно-Колумбийская зона имеет другое происхождение. Она прослеживается узкой полосой вдоль тихоокеанского побережья Эквадора и Колумбии, образуя западное крыло так называемой Боливарской эвгеосинклинали.

Восточное крыло Боливарской эвгеосинклинали совпадает с Запад-

ной Кордильерой Северных Анд, где, как указывалось, имеются выходы фундамента, сложенного слабо метаморфизованными породами неясного (верхний палеозой—юра?) возраста, а местами и гнейсами, похожими на докембрийские. Юрско-меловые вулканиты этого района имеют, как и всюду в Андах, средний—кислый состав и интродуцированы крупными батолитовыми телами гранитоидов [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Kehrer, Kaaden, 1979]. Поэтому нужно считать, что восточное крыло Боливарской эвгеосинклинали залегает на сиалическом фундаменте. Западное крыло характеризуется резко отличным строением. Более полно оно изучено на эквадорском отрезке. Здесь видимый разрез начинается с верхнеюрской(?)—раннемеловой свиты подушечных толеитовых базальтов, состав которых резко контрастирует с однообразными средне-кислыми вулканитами соседней Западной Кордильеры.

Некоторые авторы полагают, что свита сложена базальтами океанического дна (петрохимия базальтов этому не противоречит); в таком случае толща может быть отнесена к фундаменту эвгеосинклинали. Выше согласно залегает верхнемеловая свита (3 км) глинистых сланцев, часто туфогенных, граувакков, песчаников и конгломератов, чередующихся в низах с основными подушечными лавами, а в верхах с кремнистыми породами. Они несогласно перекрыты зоценовыми рифовыми известняками и мелководными осадочными породами; верхний зоцен представлен олистостромовым комплексом. Еще выше лежат довольно мощные неогеновые толщи терригенных пород, представленных по преимуществу прибрежными мелководными и наземными фациями; разрез завершается аллювиальными отложениями верхнего плейстоцена. Единственный в пределах описанной зоны небольшой плутон сложен тоналитами [Kennerly, 1980].

Данные о колумбийском отрезке той же структуры отрывочны. Здесь, как и в Эквадоре, развиты мощные эвгеосинклинальные толщи, включающие позднемезозойский и почти весь кайнозойский разрез [Irving, 1975].

Таким образом, Западно-Колумбийская зона сложена типичным эвгеосинклинальным комплексом, фундамент которого достоверно неизвестен, но к которому, возможно, относятся толеитовые базальты низов разреза. Так или иначе формационный облик эвгеосинклинального комплекса в целом указывает на его эпиокеаническую природу. Сам же комплекс следует рассматривать как нижний ярус приокеанической зоны активной окраины; эта зона, очевидно, формировалась как фронтальная часть вулканической дуги, приуроченной к краю древнего континентального блока. Некоторые авторы полагают, что фронтальная эпиокеаническая зона имела свое продолжение к югу вдоль всей цепи Анд, но была уничтожена субдукционными или иными процессами. Это, однако, необязательно: структуры активной окраины могли (как мы видели на примере западнотихоокеанских островодужных систем) целиком размещаться в пределах континентального блока и лишь местами захватывать прилежащие участки океана.

Центральноамериканская активная окраина представляет собой систему андского типа. Она протягивается в северо-западном направлении вдоль тихоокеанского побережья Центральной Америки, сочленяясь с андской окраиной почти под прямым углом. Главными элементами системы являются Центральноамериканский глубоководный желоб и параллельный ему вулканический пояс, которые отделяют океаническую плиту Кокос от южной части Северо-Американской плиты; в области сочленения оказывается также Карибская плита, которая, как полагают Ж. Обуэн с соавторами [Initial reports..., 1982], могла быть частью древнего Тетиса. Заложение Центральноамериканского вулканического пояса относят к миоцену или олигоцену. Подстилающие образования фундамента подверглись в самом конце мела интенсивной ларамийской складчатости. По отношению к ларамидам Центральной Америки структуры окраинной системы занимают, как подчеркивает Ж. Обуэн, резко секущее положение, что говорит о ее наложенном характере.

Фундамент центральноамериканской окраины представлен континентальной сиалической корой, за исключением панамско-костариканского отрезка, где фундамент сложен мафическими комплексами.

В пределах Панамы и Коста-Рики низами разреза служит офиолитовый комплекс Никоя. Считают, что этот комплекс представляет собой реликт океанической коры среднететонского—позднесантонского возраста. В его составе выделяют две толщи. Нижняя (нижнемеловая) состоит из 150-метрового покрова базальтов, на которых залегают 240-метровая пачка радиоляритов; верхняя (верхнемеловая) представляет собой 300-метровый покров базальтов и офитовых диабазов. Комплекс содержит также интрузивные тела гипербазитов, габбро, диабазов, плагиогранитов. Базальты по своему химизму соответствуют океаническим толеитам. В сантоне комплекс Никоя был сильно деформирован, а начиная с кампана тектоническая обстановка в регионе оказалась сильно дифференцированной: для разных участков здесь описаны различные разрезы, включающие местами глубоководные радиоляриты, лютиты, калькарениты, турбидиты, а местами — вулканогенные серии островодужного типа. В позднем эоцене—олигоцене мощные пликативные и надвиговые дислокации привели к скучиванию и формированию континентальной мафической коры, ставшей в конце кайнозоя фундаментом современной активной окраины. По своим геофизическим характеристикам эта кора близка к обычной материковой [Galli-Oliver, 1979; Kuijpers, 1980; Weyl, 1980].

Остальная часть центральноамериканской окраины подстилается, как указывалось, континентальной корой сиалического типа. В основании залегают докембрийские комплексы. Самые древние из них обнажены в трех пунктах: в центральной и южной частях хребта Восточная Сьерра-Мадре и близ южного побережья Мексики в окрестностях города Оахака. Всюду они представлены породами гранулитовой фации, характеризующимися, согласно изотопным данным, гренвилевским возрастом метаморфизма (1—1,1 млрд лет). Преобладают чарнокиты, анортозиты, силлиманит-гранатовые и биотит-роговообманковые

гнейсы, волластонитовые и скаполитовые кальцифиры, мраморы, основные кристаллические сланцы [De Cserna, 1971; Bloomfield, Ortega-Gutierrez, 1975]. В районе Мехико известны древние кислые вулканы, возраст которых также совпадает с гренвилльской эпохой. К более молодым докембрийским образованиям относят слабо метаморфизованные породы, известные, в частности, в том же хребте Восточная Сьерра-Мадре: они представлены досилурийскими мусковит-хлоритовыми и тальковыми сланцами, филлитами и кварцитами, отделенными от гранулитового комплекса структурным несогласием. Предполагается, таким образом, что развитые в регионе докембрийские комплексы относятся к трем структурным этапам: к омоложенному в гренвилльское время гранулитовому основанию платформы, к платформенному покрову кислых вулканитов эпохи того же гренвилльского омоложения и к сформировавшемуся на платформенном основании верхнедокембрийскому геосинклинальному комплексу. Такое строение докембрийского разреза присуще Аппалачской системе, заложившейся на разрушенном гренвилльском основании, и можно думать, что в позднем докембрии описанная территория Центральной Америки служила структурным продолжением Аппалачей [Шульдинер, 1982].

Докембрийские образования перекрыты палеозойскими (от кембрия до перми) осадочными толщами, которые, возможно, также входили в состав юго-восточного миегеосинклинального обрамления Северо-Американского кратона. Выше лежащие мезозойские отложения имеют в разных частях Центральной Америки различных формационный облик. Районы, прилегающие к Мексиканскому заливу, характеризуются наличием верхнетриасово-среднеюрских тафrogenных серий, которые включают красноцветные континентальные осадки и эвапориты, и среднеюрско-верхнемеловых морских осадочных пород, составляющих трансгрессивную серию. Те и другие образовались в связи с раскрытием Мексиканского залива. В более западных районах, непосредственно подстилающих активную окраину, верхний (а местами и нижний) мезозой представлен морскими вулканогенно-осадочными сериями островодужного облика, в которых вулканы характеризуются преимущественно средним и кислым составом [Dengo, 1972; Campa, Coneo, 1983].

#### СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКИЙ СЕГМЕНТ

Вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки элементы современной активной окраины выражены плохо. Глубоководные желоба, если не считать восточного фрагмента Алеутского желоба, здесь отсутствуют. Сейсмофокальная зона под краем Северо-Американского континента также отсутствует, хотя приводятся сведения о наличии наклонного слоя с повышенной скоростью прохождения сейсмических волн [McKonsic, Julian, 1971]. Землетрясения происходят на глубинах, не превышающих 50 км. Большинство очагов землетрясений прибрежной зоны находится в коре, и фокальные механизмы описываются либо горизонтальным сдвигом, параллельным окраине,

либо меридиональным сжатием [Riddehough, 1978]. Действующие вулканические дуги, за исключением восточного окончания той же Алеутской системы, представлены лишь сравнительно небольшой цепью четвертичных преимущественно андезитовых вулканитов Каскадных гор и восточного подножья хребта Сьерра-Невада (см. рис. 47,б). Параллельно ей с океанической стороны простирается передовая авулканическая гряда — Береговой хребет Калифорнии и Орегона. В тылу же вулканической дуги располагаются кайнозойские рифтогенные структуры Провинции Бассейнов и Хребтов, с которыми связаны мощные излияния платобазальтов или контрастных базальт-риолитовых серий. Подобные рифтовые структуры растяжения Северной Америки напоминают тыловодужные бассейны западнотихоокеанских окраин [Eaton, 1984; Elston, 1984].

Признаки дочетвертичной активности распространены более широко и характерны для всего края континента. Так, в Северной Мексике, на п-ове Калифорния и в хребте Западная Сьерра-Мадре выделяются олигоцен-миоценовые андезитовые дуги. На территории США также широко развиты эоцен-миоценовые вулканические серии, составы которых, зональность и эволюция во времени указывают на их островодужную природу [Rowell, Edgar, 1983]. В Береговом хребте Канады сохранились фрагменты эоценовой андезитовой дуги. Учитывая это, Северо-Американскую активную окраину рассматривают как отмирающую. В рамках тектоники плит предполагается, что активная субдукция проявляется лишь в Алеутской системе и на небольшом отрезке напротив Каскадных гор, на что указывают действующий вулканизм и деформированность молодых пород у подножья континентального склона на этом участке [Riddlough, 1978]. На остальной территории активная деятельность окраинного типа, продолжавшаяся в эоцен-миоценовое время, к настоящему моменту прекратилась.

Заложению кайнозойской активной окраины в Северо-Американских Кордильерах предшествовала в позднем мезозое непрерывная цепь диастрофизмов, завершившаяся в кампан-палеоценовое время ларамийской фазой складчатости. Эта крупнейшая тектоническая революция существенно преобразовала прибрежную зону континента. Эоценовые и более молодые серии активной окраины залегают на деформированных в ларамийскую фазу комплексах с резким стратиграфическим и структурным несогласием. Местами, однако, складчатость охватывает и олигоцен.

Как и в Южной Америке, активные окраины Северо-Американского континента полностью располагаются на континентальной коре, что определяет их принадлежность к андскому типу с характерным для этого типа отсутствием островных систем и развитых тыловодужных впадин с океаническим субстратом. Континентальная кора североамериканской окраины характеризуется на большей части территории нормальным для материков петрофизическим разрезом, и ее консолидированная часть состоит, как и всюду, из двух слоев варьирующей, но в общем примерно одинаковой мощности, достигающей в сумме 40—50 км [Хили, Уоррен, 1972; Stacey, 1973; Prodehl, 1979]. Однако существуют различные отклонения. Во-первых, в зонах рифтогенеза,

подобных Провинции Бассейнов и Хребтов в США или Внутреннему плато Канады, мощность коры существенно сокращается — до 20—30 км; мощность континентальной коры уменьшается также с приближением к шельфу, где происходит довольно резкое ее выклинивание. Аномалии другого рода зафиксированы на о-ве Ванкувер и в бассейне р. Снейк, у границы Невады и Айдахо. Здесь консолидированная кора на всю глубину, достигающую 45—50 км, представлена единым слоем с повышенной до 6,7—6,8 км/с скоростью сейсмических волн. Подобное строение, как мы видели, характерно для континентальной мафической коры и зафиксировано на Восточной Камчатке и в основании некоторых других островных дуг.

Северо-Американский сегмент Тихоокеанского пояса характеризуется, как и все Тихоокеанское кольцо, очень древним заложением. Возраст этого события устанавливается достаточно точно: он определяется как среднерифейский по пересечению более древних северо-восточных структурных элементов Северо-Американского кратона северо-западными (тихоокеанскими) структурами средне-позднерифейского окраинно-материкового прогиба. К концу докембрия этот прогиб перерос в подвижную область, сохранившую свою мобильность и тихоокеанский структурный план до настоящего времени [Геология континентальных окраин, 1979; Шульдинер, 1982].

Описываемая подвижная область обладает отчетливой поперечной зональностью. Ее восточная часть представляет собой миогеосинклиналь, заложившуюся на платформенном раннедокембрийском сиалическом основании. Западная зона трактуется в целом как эвгеосинклинальная [Кинг, 1972].

В деталях, однако, строение западной зоны оказывается более сложным. Собственно эвгеосинклинальные офиолитовые комплексы образуют здесь лишь систему узких клиновидных блоков на фоне обширных пространств, сложенных терригенно-карбонатными формациями или кислыми магматитами миогеосинклинального и орогенного типов. В основании этих разрезов широко распространены кристаллические комплексы докембрия. Подробная сводка данных по этим образованиям была опубликована ранее [Шульдинер, 1973].

На северо-западе Мексики к раннему докембрию относятся биотитовые и амфиболовые гнейсы, кварциты, кварц-мусковитовые сланцы, прорванные гранитоидами, возраст которых 1,7—1,75 млрд лет. Широко распространены также рифейские (1,45—1,1 млрд лет) граниты. Перекрывающие их отложения позднего докембрия и палеозоя имеют миогеосинклинальный характер [Anderson, Silver, 1981; Roldan-Quintana, 1981].

В основании разреза Большого Бассейна развиты раннедокембрийские гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, а местами и гранулиты; их возраст превышает 1,6—1,8 млрд лет. Вдоль юго-западной окраины Большого Бассейна, в частности в Долине Смерти, они с резким угловым несогласием перекрыты среднерифейской серией Парамп (или ее аналогами), в составе которой преобладают хорошо сортированные кварциты и карбонатные породы, переслаивающиеся с грубозернистыми терригенными породами. Серия Парамп, в свою

очередь, также несогласно перекрыта позднедокембрийско-кембрийскими толщами, в которых терригенные породы переслаиваются с доломитами. Верхний докембрий, включающий различные сланцы, кварциты и тиллиты, распространен и в более северных районах Большого Бассейна.

Структуры Северо-Западной Мексики и Большого Бассейна обрамлены с запада цепью крупных гранитоидных плутонов, включая такие гигантские массивы, как Южно-Калифорнийский, Сьерра-Невадский и расположенный несколько севернее Кламатский. На основе геологических и геохронологических данных их относят к мезозою. Между тем не исключено, что часть этих гранитов и заключенных в них ксенолитов метаморфических пород имеет более древний, вплоть до докембрийского возраст. Отдельные значения изотопных определений как будто подтверждают это: например, в Южно-Калифорнийском батолите были обнаружены граниты, в которых возраст циркона определен в 1,7 млрд лет.

Так или иначе сиалический характер коры, вмещающей упомянутые плутоны, сомнений не вызывает. Что касается их генезиса, то здесь существуют различные мнения. Большинство геологов и геохимиков склоняются в пользу их корового происхождения; некоторые исследователи видят в них продукт затвердевания остаточной относительно тугоплавкой массы после удаления гранитного расплава, возникшего при анатексисе древней сиалической коры.

Выходы древней сиалической коры в Кордильерах США известны и еще западнее, непосредственно в прибрежной зоне. В Поперечных хребтах, пересекающих Кордильеры у южной границы США, широко распространены кварцевые диориты и граниты, среди которых в виде многочисленных останцов обнажаются биотитовые и роговообманковые гнейсы и сланцы, кварциты и мраморы. В горах Сан-Габриель (западная оконечность Поперечных хребтов) среди кристаллических пород амфиболитовой фации сохранились гранулиты (гнейсы Менденхолл, серия Орила-Ридж). Это гранатовые, силлиманит-гранатовые, гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы, диопсидовые, двупироксеновые и гранат-гиперстеновые сланцы и мраморы. Гранулиты инъецированы породами габбро-анортозитового комплекса. Близкие по составу образования развиты и на востоке Поперечных хребтов, в горах Сан-Бернардино и Орокопия. Изотопный возраст цирконов из кристаллических пород Поперечных хребтов колеблется от 1,2 до 2,4 млрд лет; значения эти представляются омоложенными.

Сиалический блок Поперечных хребтов протягивается на северо-запад к берегу Тихого океана (блок Салиния). Здесь в хребте Санта-Лусия развита серия Сур, сложенная такими же глубоко метаморфизованными породами: гнейсами, кальцифирами, мраморами, амфиболитами, биотитовыми и силлиманит-биотитовыми сланцами, инъецированными чарнокитами.

На севере Каскадных гор у границы США с Канадой метаморфические породы расчленены на два комплекса, из которых более молодой (свита Каскейд) сложен филлитами, зелеными, голубыми сланцами, местами гнейсами и амфиболитами, по-видимому, досреднедевонского

возраста. Более древний комплекс Йеллоу-Астер образует субстрат, обнаженный в кульминациях складок или в тектонических чешуях. Возраст цирконов этого комплекса 1,45—2 млрд лет [Mattinson, 1972]. Комплекс претерпел сложную метаморфическую эволюцию: с ранними стадиями связано образование клинопироксеновых и гиперстеновых гнейсов гранулитовой фации, с поздними — их диафторез в амфиболитовой фации.

Подобные же полиметаморфические породы отмечаются и на островах Сан-Хуан, расположенных у южной оконечности о-ва Ванкувер.

В Канадских Кордильерах породы кристаллического субстрата широко распространены в их осевой части, где они в совокупности слагают так называемый кристаллический пояс Оминеко. Наиболее полно здесь изучен комплекс Шусуоп, слагающий обширные пространства на юге пояса. Примечательной особенностью комплекса является широкое развитие структур типа гнейсовых куполов. Ядра куполов сложены гранито-гнейсами, которые по периферии окружены парагнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и кальцифирами. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации и интродированы крупными телами массивных гранитоидов. По направлению к периферии метаморфизм быстро падает до уровня зеленых сланцев. Метаосадки в окаймлении куполов представляют собой, по мнению канадских геологов, стратиграфический эквивалент палеозойских или вендских отложений соседней миогеосинклинали. Происхождение же центральных гнейсов спорно; их рассматривают либо как дорифейское основание, либо как глубоко метаморфизованные части позднего докембрия. Возраст метаморфизма, затронувшего миссисипские и, возможно, триасовые слои, считается мезозойским.

Разрез метаосадочного обрамления купола Френчманс-Кап состоит из четырех толщ общей мощностью 1600 м. Важнейший элемент этих толщ — кварциты, на долю которых приходится 780 м. Подобного типа разрезы не известны ни для среднего—верхнего рифея, ни для палеозоя Канадских Кордильер; мощные толщи кварцитов характерны лишь для платформенных отложений нижнего рифея, развитых в разных районах Канадского щита и Кордильер. Другая особенность оболочки купола Френчманс-Кап — присутствие в них согласных тел биотит-роговообманко-нефелиновых сиенитовых гнейсов и биотит-альбит-кальцитовых пород с гальковидными фрагментами альбититов и биотит-альбитовых пород, которые представляют собой дометаморфические интрузии щелочных сиенитов и карбонатитов. Такие интрузии широко распространены в платформенных отложениях Канадского щита, но отсутствуют в толщах Кордильерского прогиба, что еще раз указывает на догеосинклинальный (и, следовательно, досреднерифейский) возраст вмещающих их пород. Все это дает основание считать наиболее вероятным, что метаосадки кровли Шусуопских куполов относятся в своих низах к нижнему рифею, а центральные гнейсы — к дорифейскому кристаллическому фундаменту. Последнее предположение недавно было подтверждено радиометрически: несмотря на регионально проявленное изотопное омоложение, удалось показать,

что возраст гнейсов в ряде куполов достигает 1,96—2,1, а иногда даже 3,2 млрд лет [Chamberlain et al., 1979, 1985].

Метаморфические породы сиалического состава очень широко распространены на севере Канадских Кордильер, где они слагают Юконский кристаллический массив. Состав сланцев разнообразен: здесь развиты биотитовые, роговообманковые, гранатовые гнейсы, эклогиты, кварц-сланцевые, графитовые, кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые сланцы, кварциты, мраморы. Некоторые авторы указывают на зональный характер метаморфизма, отмечая его усиление по направлению к крупным гранитным телам. Однако в хорошо изученных случаях доказывається полиметаморфическая природа юконских пород. Так, в горах Рейнбоу выявлено четыре цикла преобразований: 1) метаморфизм в условиях гранулитовой фации (докембрий); 2) метаморфизм в амфиболитовой фации (докембрий—ранний палеозой); 3) зеленосланцевый синкинематический метаморфизм (преддевонский); 4) мезозойская син- и постинтрузивная рекристаллизация в фации зеленых сланцев. Сходные соотношения известны и в других местах, что, как полагают, свидетельствует о наличии докембрийского субстрата на большей части региона [Ragan, Hawkins, 1966]. Надо сказать, что в оценке возраста юконских пород существуют большие разногласия. Многочисленные изотопные определения в подавляющем большинстве соответствуют мезозою, отражая поздние этапы омоложения. Однако в последнее время и здесь обнаружены реликтовые датировки. Например, возраст филлитового сланца определен Rb—Sr-методом как позднедокембрийский (1100 млн лет), а возраст ортогнейса, согласно U—Pb-определению по циркону, оказался раннедокембрийским (2300 млн лет) [Wilson et al., 1985].

В Береговом хребте Канады и Аляски, как и в более южных районах, прослеживаются гигантские плутонические комплексы [Brew, Grybeck, 1984], которые маркируют продолжение сиалической коры к западу от пояса Оминко. В Береговом хребте присутствуют и гнейсовые комплексы. Наличие глубоко метаморфизованных, вплоть до гранулитовой фации [Selverstone, Hollister, 1980], пород, возможно, указывает на существование глубокого докембрия и в этой зоне.

Еще западнее, в поясе протягивающихся вдоль тихоокеанского побережья островов (Ванкувер, Королевы Шарлотты, архипелаг Александра), древний кристаллический докембрий нигде не обнаружен. Здесь в основании разреза наблюдаются местами терригенно-карбонатные, местами островодужные серии. Все же их достаточно кислый состав и наличие гранитоидов указывают на сиалический субстрат. Возраст этих серий на основании фаунистических находок определяется как палеозойско-раннемезозойский (от ордовика до триаса включительно), но самые древние из них, претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм, относятся, возможно, к докембрию. Во всяком случае для зеленых сланцев группы Уэлс на юге архипелага Александры (Юго-Восточная Аляска) это доказывається U—Pb-определением возраста инъецирующих трондьемитов, по которым получено значение 730 млн лет [Churkin, Eberlein, 1977].

Мы видим, таким образом, что на всем протяжении Северо-Амери-

канской окраины в составе земной коры преобладают континентальные сиалические комплексы. Тем не менее сиалическая кора распространена не повсеместно. Вдоль всей окраины она рассечена узкими, вытянутыми вдоль края континента зонами, где развиты мафические породы. Точно оконтурить эти зоны затруднительно, поскольку во многих случаях обнажающиеся на поверхности мафические комплексы находятся в аллохтонном залегании и оторваны от своих глубинных корней. Нередко, по-видимому, мафические блоки расчленены на пластины и разлинзованы, так что на глубине они также не образуют сплошных тел. Показанное на схеме (см. рис. 47,б) распределение мафических зон является грубым приближением к действительной картине и отражает только главные особенности структуры фундамента.

Рассмотрим строение крупных мафических зон. Западно-Калифорнийская зона занимает в основном подводные пространства шельфа на юго-западе США и вдоль п-ова Калифорния. На дневной поверхности образования мафической коры этой зоны обнажаются лишь в некоторых прибрежных районах и на островах (мыс Эухения на западе п-ова Калифорния, острова Чаннел, хребет Санта-Инес северозападнее Лос-Анджелеса). Они представлены триасовыми океаническими базальтами, кремнистыми сланцами, известняками. Выше залегают верхнеюрские эвгеосинклинальные вулканиты островодужного типа. Венчается разрез меловыми терригенными отложениями. Широко развиты габбро и гипербазиты офиолитовой ассоциации. Для мезозойских образований характерен метаморфизм глаукофансланцевого типа [Rangin, 1981; Accretion..., 1983].

Францисканская зона прослеживается вдоль прибрежных районов от гор Кламат на юг к окрестностям Сан-Франциско и далее в район Долины Смерти, где она отделена от Западно-Калифорнийской мафической зоны древними сиалическими блоками Поперечных гор и Салиния. Зона сложена породами детально изученного францисканского комплекса. Основную роль в его составе играют граувакки, содержащие прослои алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, редко конгломератов. В изобилии встречаются пласты подушечных лав, радиолариевых кремней и яшм, блоки ультраосновных пород, габбро, диабазов, известняков, а также блоки и зоны метаморфических эквивалентов этих пород с характерными ассоциациями фации высоких давлений (глаукофан + кроссит + лавсонит + сфен + хлорит + арагонит, кварц + феннит + хлорит + сфен ± лавсонит ± стильпномелан, жадеит + кварц + лавсонит + арагонит и др.) [Ernst, 1971]. Мощность францисканских отложений 15—16 км. В целом комплекс сильно перемят, хотя местами наблюдаются пачки слабо деформированных граувакк и аргиллитов. Широко распространены структуры меланжа. Некоторые авторы связывают меланжирование и метаморфизм комплекса с его субдукцией в конце мела [Hsü, 1971]. Значительная часть францисканских отложений имеет позднеюрский и раннемеловой возраст, однако известны спорадические находки поздне-меловых и раннекайнозойских окаменелостей. На побережье, в толще граувакк и аргиллитов, которые характеризуются обычными для

францисканского комплекса составом и деформациями, описаны раннекайнозойские органические остатки (палиноморфы). Метабазальты францисканского комплекса по химическому составу соответствуют океаническому ряду толеитов и щелочных базальтов. На состав осадочных формаций оказывает влияние близость размывавшихся сооружений соседних сиалических блоков, что проявилось в обилии кластогенного полевого шпата в песчаниках, в присутствии галек гранитоидов и кислых вулканитов [Геология континентальных окраин, 1979].

Зона Сьерра-Невада—Кламаат ограничивает с запада Большой Бассейн в виде дугообразного выхода, который протягивается с юга от западных отрогов хребта Сьерра-Невада через горы Кламаат к горам Блу-Маунтинс [Hietanen, 1981]. Кора этой зоны сложена разновозрастными офиолитовыми ассоциациями. Наиболее древние из них, относимые согласно определениям возраста цирконов к ордовику—девону, расположены на востоке гор Кламаат; к западу выделяются все более молодые пояса пермского, пермо-триасового и юрского возраста. Предполагается, что их становление обусловлено процессами длительного рифтогенеза.

Офиолиты представлены мощными сложными дислоцированными осадочно-вулканогенными сериями, к которым приурочены крупные и мелкие массивы ультраосновных и основных пород. К наиболее древним ассоциациям относится крупнейший гипербазитовый массив Тринити на востоке гор Кламаат; по своим геохимическим характеристикам он близок к гипербазитам третьего слоя океанической коры [Quick, 1981]. Аналогичные и более мелкие тела гипербазитов (лерцолитов, реже гарцбургитов и дунитов) и метагаббронидов приурочены к более высоким горизонтам эвгеосинклиналиного разреза. В хребте Сьерра-Невада, например, определение возраста цирконов указывает на наличие трех габбро-гипербазитовых комплексов: каменноугольного (300 млн лет), триасового (200 млн лет) и юрского (160 млн лет) [Saleeby, 1982]. В составе поздних комплексов хребта Сьерра-Невада и гор Кламаат среди гипербазитов преобладают дунит-верлитовые разности, которые вверх по разрезу сменяются меланократовыми габброидами и габбро-норитами [Snoke et al., 1982].

Среди осадочно-вулканогенных пород офиолитовых серий ведущая роль принадлежит кремням, глинистым сланцам, основным эффузивам и карбонатным породам. В мезозойских сериях в большом количестве появляются обломочные породы — песчаники и конгломераты, а также олистостромовые образования. Среди эффузивов преобладают породы, соответствующие по своим петрохимическим особенностям океаническому толеиту. Очень характерно также присутствие анкармитов и других щелочных пород [Saleeby, 1982]. Местами, например на востоке гор Кламаат, уже со среднего палеозоя изливались толеиты островодужного типа. Некоторые геологи полагают, что в домезозойское время здесь существовала обстановка эпиокеанической окраинно-континентальной эвгеосинклинали, подобной современному Филиппинскому морю [Lapierre, Cabanis, 1985]. Скорее, однако, сочетание океанических и островодужных вулканических серий связано с перемежаемостью блоков сиалического и новообразованного океанического

фундамента [Harper, Wright, 1984], как это имеет место в Японском море.

Палеозойские и мезозойские эвгеосинклинальные отложения в той или иной степени претерпели метаморфизм глаукофансланцевого типа, палеозойские — в наибольшей. Среди метаморфических пород преобладают относительно низкотемпературные, с минеральными ассоциациями голубых амфиболов, лавсонита, эпидота, актинолита, стильпномелана, хлорита, пумпелита, альбита. Реже встречаются более высокотемпературные породы: амфиболиты и кристаллические сланцы с парагенезисом зеленой роговой обманки и плагиоклаза [Nietanen, 1981].

Западно-Орегонская мафическая зона прослеживается в Береговых хребтах Орегона и Вашингтона, от гор Кламат до южной оконечности о-ва Ванкувер. Хребты сложены палеоценовыми и эоценовыми океаническими базальтами и осадками, находящимися в аллохтонном залегании. В разрезах подводные толелиты, нередко большой мощности, сменяются субазральными базальтами и щелочными базальтами, типичными для океанических островов. В южной части описываемого блока среди базальтов отмечаются конгломераты континентального происхождения, что указывает на приматериковое положение структуры, в котором формировался вулканический комплекс. Начало скучивания океанической коры в южной части блока фиксируют среднеэоценовые турбидиты, несогласно перекрывающие вулканыты. В северной части возраст консолидации мафической коры определяется прорыванием дислоцированных океанических базальтоидов эоценовыми (42 млн лет) диоритами, андезитами и дацитами вулканической дуги Каскадных гор [Wells et al., 1984]. Нижние слои Береговых хребтов Орегона и Вашингтона сопоставимы по возрасту с верхними слоями францисканского комплекса, однако литологически они резко различаются: францисканский комплекс не содержит мощных базальтовых потоков и дельтовых отложений, характерных для Западно-Орегонской зоны.

Мафическая зона Фрейзер-Тинтина прослеживается в виде двух разобщенных выходов в межгорном поясе Канадских Кордильер. Зона сложена палеозойскими и раннемезозойскими эвгеосинклинальными комплексами, в составе которых преобладают радиоляриты, океанические базальты, аргиллиты и известняки. Отмечается значительное развитие альпинотипных ультрамафических пород, особенно в карбоне и перми. Повсеместно фиксируются и зоны глаукофансланцевого метаморфизма [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Accretion..., 1983]. В целом описываемые палеозойские и триасовые эвгеосинклинальные толщи по литологии и фауне аналогичны комплексам зоны Сьерра-Невада—Кламат [Геология континентальных окраин, 1979].

Западно-Канадская мафическая зона образует узкий клин между сиалическими блоками Берегового хребта и прибрежных островов — о-ва Королевы Шарлотты и архипелага Александра. Видимый разрез этой зоны сложен позднепалеозойскими и триасовыми основными вулканытами, известняками и флишевыми отложениями [Accretion..., 1983].

Структурным продолжением канадских мафических зон служит зона Юкон-Коюкук, которая представляет собой треугольный мафический блок в центральной части Аляски севернее долины р. Юкон. Нижняя часть вскрытого разреза сложена здесь позднепалеозойскими подушечными базальтами и диабазами океанического типа, кремнями, аржиллитами, известняками, которые содержат стратифицирующиеся пластины габбро и гипербазитов. Местами отмечаются гранатовые амфиболиты и пироксеновые гранулиты. Отложения охарактеризованы каменноугольно-пермской фауной. Доказано существование триасовых отложений. Многочисленные датировки пород К—Аг-методом указывают на возможное присутствие и юрских образований. В целом возраст этой части разреза принимается позднепалеозойско-юрским. Выше залегают неомкомые андезиты, их туфы, конгломераты, песчаники, которые сменяются верхнемеловыми и кайнозойскими орогенными отложениями, приуроченными к отдельным впадинам [Мезозойско-кайнозойские..., 1977; Паттон, 1979].

Южно-Аляскинская мафическая зона занимает прибрежное положение, будучи ограничена с севера сиалическим блоком п-ова Аляска, а с юга — Алеутским глубоководным желобом. Зона образована очень мощной призмой эвгеосинклинальных образований. Возраст дислоцированных глубоководных морских отложений в этом районе от триасового до среднеолигоценового. Триасовые породы обнажены на о-ве Кадьяк и п-ове Кенай и представлены в основном подушечными лавами, вулканическими туфовыми брекчиями, кремнями и аржиллитами с подчиненным количеством песчаников и известняков. В толще присутствуют тектонические блоки метаморфических пород фаций голубых и зеленых сланцев и ультраосновных пород. Триасовые отложения сильно деформированы и местами описываются как меланж. Ближе к берегу самые древние отложения представлены верхнемеловым флишем. На дневную поверхность они выходят на п-ове Кенай и на островах Кадьяк, Шумагина и Санак. Флишевая толща сложно деформирована, но меланж отсутствует [Геология континентальных окраин, 1979].

Итак, мы видим, что фундамент Северо-Американской окраины характеризуется сложной перемежаемостью блоков сиалического и мафического состава. На первый взгляд эта перемежаемость случайна и настолько закономерна, что многие геологи склонны трактовать структуру Кордильер как результат аккреции — чередующегося приращения к кратону микроконтинентов — отторженцев разрушенного гипотетического континента, находившегося в Тихом океане, и островодужных сооружений, возникавших на границе Северо-Американской и Тихоокеанской плит [Accretion..., 1983].

Однако при внимательном рассмотрении структуры фундамента оказывается, что сочетание развитых в нем разнородных блоков не совсем случайно. Сиалические блоки имеют очень древний возраст и во многих из них обнаружены реликты раннедокембрийского субстрата, подобного древнейшим слоям Северо-Американского кратона. Фанерозойская история их эволюции также характеризуется определенной общностью, обусловленной принадлежностью этих блоков к

единому мобильному поясу длительного развития. Что касается большинства мафических зон Кордильер, то их внутриконтинентальное положение, океанический, часто с резко выраженным щелочным уклоном характер базальтоидов и синхронность их становления с островодужными проявлениями на соседних сиалических блоках заставляют предполагать их рифтогенное происхождение. Исключение представляют лишь прибрежные зоны — Западно-Калифорнийская, Западно-Орегонская и Южно-Аляскинская, которые, возможно, развивались как талассогеосинклинали.

#### ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНОТИХООКЕАНСКИХ ОКРАИН

Как мы видели, главной особенностью восточнотихоокеанских современных окраин на всем их протяжении — от Огненной Земли до Аляски — является их практически повсеместное эпиконтинентальное происхождение. В отличие от западных окраин Тихого океана на востоке вулканические цепи нигде не пересекают границу континента и океана и не выходят на океанический фундамент. Это обстоятельство, по-видимому, не является спецификой современной геодинамической обстановки — положение и состав выступов мафического фундамента показывают, что та же ситуация может быть воспроизведена и для прошлых эпох. Если вдоль западных окраин почти непрерывно прослеживаются обширные блоки древней мафической коры, сформировавшейся за счет прилежащих к континенту океанических структур, то на востоке Тихого океана строение фундамента оказывается существенно иным. Мафическая кора здесь образует в основном узкие внутриконтинентальные зоны, которые, очевидно, сформировались за счет новообразованной океанической коры рифтогенных структур, отчасти типа современного Калифорнийского залива, отчасти — Японского моря. Собственно тихоокеанское ложе было вовлечено в эвгеосинклиальный процесс лишь в фронтальных частях древних и современных активных окраин; в таких фронтальных структурах в мезозое и кайнозое в разных местах сформировались узкие зоны мафической коры, причленившиеся к континенту: Западно-Колумбийская, Панамо-Костариканская, Западно-Калифорнийская, Западно-Орегонская, Южно-Аляскинская. Более древние — палеозойские и докембрийские — мафические комплексы имеют, по-видимому, только внутриконтинентальное рифтогенное происхождение, хотя некоторые из них располагаются очень близко к побережью.

Подобный, преимущественно внутриконтинентальный тип развития эвгеосинклинальных структур прошлого и настоящего привел к тому, что объемы образовавшейся и причленившейся к континентам мафической коры на востоке Тихого океана оказались гораздо меньшими, чем на западе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задача предпринятого авторами исследования — установить закономерности геологического развития, определяющие предысторию современных тихоокеанских активных окраин, и соотношения последних со структурами предшествующих этапов. С этой целью изучался фундамент тихоокеанских окраин, была произведена типизация его главных элементов, дана характеристика выделенных типов, рассмотрены их распространение, происхождение, взаимоотношения друг с другом и с окраинными системами.

В основу типизации фундамента были положены состав, уровень "структурной зрелости" и мощность земной коры, подстилающей геологические комплексы активных окраин. Как известно, по этим признакам различают два главнейших типа коры: океанический и континентальный. Первый характеризуется малой мощностью, "примитивной" — не складчатой или слабо складчатой — однородной на огромных расстояниях структурой и преимущественно мафическим составом слагающих комплексов. Второй — большой мощностью, очень сложной и неоднородной структурой и преимущественно гранитоидным составом обнаруженных на поверхности комплексов.

Геологи, имеющие дело с зоной перехода от океана к континенту, выделяют, как правило, третий тип коры, который обычно обозначают как промежуточный или переходный. Ему приписывают переходные свойства и рассматривают его как промежуточный продукт перестройки океанической коры в континентальную. Между тем этот тип коры обладает, скорее, не промежуточными, а смешанными характеристиками. Так, по составу он мало отличается от океанической коры, хотя и имеет определенные отклонения в сторону покисления. По мощности же и по уровню зрелости он вполне сопоставим с континентальной сиалической корой. В более ранних работах авторов [Шульдинер и др., 1979, 1981; Шульдинер, 1982] показано, что рассматриваемый тип коры является конечным продуктом трансформации океанической коры в эвгеосинклиналиях. Все это дает основание рассматривать его не как переходный, а как самостоятельный тип континентальной коры мафического состава, который имеет "равноправное" положение с типичной сиалической корой.

Предложенная типизация позволила провести районирование фундамента всего пояса тихоокеанских активных окраин. Районирование показало, что в целом этот пояс приурочен к зоне стыка океанической коры Тихого океана и сиалической континентальной коры прилежащих материков. Вдоль западнотихоокеанской зоны стыка в виде прерывистой полосы прослеживаются относительно небольшие (в сравнении с огромными пространствами, занимаемыми океани-

ческой и сиалической корой) выходы мафической коры. Мафическая кора развита и вдоль восточнотихоокеанской зоны стыка, а также участвует в строении внутренних частей континентов по обе стороны океана, но и здесь и там ее выходы имеют гораздо меньшие размеры по сравнению с выходами западных окраин.

Область смыкания Тихого океана с прилежащими с запада материками характеризуется, таким образом, двумя главными определяющими ее лицо особенностями: к ней приурочены геологические комплексы, слагающие современные активные окраины, и к ней же преимущественно приурочены геологические комплексы, образующие крупные выходы мафической коры. Такое совпадение вряд ли случайно, и чтобы оценить его значение, необходимо рассмотреть и сравнить основные черты состава и строения тех и других структурных элементов. Начнем с современных окраин и их соотношений с фундаментом.

Будучи в целом расположенными в области стыка континентов и океана, структуры активных окраин не обнаруживают какой-либо предпочтительности к континентальным или океаническим элементам этой области или к их непосредственным контактам, а часто пересекают последние, переходя с одного типа фундамента на другой. Так, Алеутская окраинная система в своей средней части располагается на коре океанического типа, а ее фланги — на континентальном фундаменте. Курило-Камчатская система пересекает почти под прямым углом границу мафического и сиалического фундамента на Камчатке. Японская дуга размещается целиком в пределах сиалического блока, так же как и древние (меловые) дуги Восточно-Азиатского вулканического пояса. Дуги Филиппинская, Новобританская, Соломонова приурочены, напротив, к мафическим блокам континентальной коры, а Идзу-Бонино-Марианская, Тонга-Кермадек и другие сформировались целиком в океане, хотя концами они также иногда выходят на континент. Тип коры меняется не только по простиранию островодужных элементов, но и в поперечном направлении, так что фронтальные и тыловые зоны активных окраин могут подстилаться разным фундаментом.

Вместе с тем строение и формационный состав окраинных систем отнюдь не индифферентны к типу коры, на которой они сформировались. Особенно существенно, представлен ли фундамент океаническим или континентальными типами; в зависимости от этого фактора можно выделить два главных класса окраинных структур — эпиокеанический и эпиконтинентальный. В то же время различия, связанные с сиалическим или мафическим типами фундамента, оказываются сравнительно малозначимыми. Главным фактором, таким образом, оказывается не состав, а зрелость и мощность коры, поэтому применение традиционных терминов "энсиалический" и "энсиматический" для типизации окраинных систем рационально лишь в специальных случаях.

Различия эпиокеанических и эпиконтинентальных окраинных систем выражены очень отчетливо и давно уже используются для их классификации. Прежде всего они проявляются в положении дуг относительно границы континента и океана и в их гипсометрических особен-

ностях. Эпиконтинентальные дуги выдвинуты далеко в океан и обычно глубоко опущены, так что над поверхностью воды возвышаются лишь невысокие острова; зачастую вершины гребней (как вулканического, так и передового, авулканического) находятся ниже уровня океана. Эпиконтинентальные дуги приближены к континенту и, как правило, имеют под собой "постамент" в виде крупных островов, над которыми вершины вулканических гор возвышаются на тысячи метров.

Не менее важные различия кроются и в формационном составе окраинных систем с разным фундаментом. Они непосредственно выражены в разном составе передовых вулканических хребтов, где вскрываются сами породы фундамента. В пределах вулканических дуг эти различия проявлены уже опосредствованно через составы слагающих их вулканитов. Этому вопросу посвящена большая литература, однако связи фундамент—состав вулканитов оказываются достаточно сложными и с трудом поддаются анализу.

Одно из наиболее осложняющих обстоятельств заключается в том, что вулканические серии островодужных систем обнаруживают систематические изменения в составе не только по латерали, но и по вертикали, причем те и другие изменения похожи друг на друга. Поэтому многие особенности, связанные с типом фундамента, приписывают разному уровню эволюции вулканических дуг и наоборот. Тем не менее этот вопрос может быть в достаточно ясной форме решен там, где отдельная вулканическая дуга, имеющая один и тот же возраст заложения (и, следовательно, одинаковый уровень эволюции) по всей длине, пересекает блоки фундамента разного состава. Примеры подобных дуг мы уже приводили. Особый интерес представляют дуги, пересекающие границу океанической с каким-либо типом континентальной коры; таковы Алеутская, Идзу-Бонино-Марианская, Тонга-Кермадекская дуги, расположенные в океане, но "опирающиеся" одним или обоими концами на континентальные блоки. В этих случаях латеральная неоднородность, наблюдаемая в составе продуктов вулканизма, обусловлена, очевидно, различиями в составе фундамента. Дальнейший анализ приводит к выводу, что закономерности, установленные на таких не допускающих разного толкования примерах, оказываются универсальными в том смысле, что состав островодужных вулканитов всюду одинаково зависит от типа фундамента.

На этом фоне проявляются, разумеется, и определенные эволюционные зависимости, но опять-таки в рамках контролируемых типом фундамента.

Главные формационные особенности вулканизма островных дуг следующие. В эпиконтинентальных дугах существенно преобладают подводные излияния, лавы над туфами, базальты толleitовой серии. Роль кислых дифференциатов — андезитов, дацитов — невелика; они, как правило, появляются лишь в верхах разрезов. Характерно присутствие бонинитов.

В эпиконтинентальных дугах преобладают продукты субаэрального вулканизма. Широко распространены туфы и туфогенные отложения.

В составе лавового и пирокластического материала ведущая роль переходит к андезитам, усиливается значение еще более кислых пород — дацитов и липаритов, тогда как количество базальтового материала уменьшается. Породы принадлежат щелочно-земельной серии, в тыловых зонах вулканических дуг преобладают субщелочные базальтоиды (шошонитовая серия). Более подробно влияние фундамента рассмотрено в работах Б.Н. Пискунова [1984] и А.А. Цветкова [1985].

Наконец, зависимость от фундамента третьего элемента окраинных систем — тыловодужных впадин — выражена слабее. Все они обладают сходным океаническим типом коры, и лишь в случае недоразвитости новообразованных впадин в них сохраняются признаки исходной континентальной коры, как это имеет место во впадинах Окинава и Соломонова. Определенные различия проявлены в составе выстилающих глубоководные впадины вулканитов. В отчлененных впадинах они обладают химическими характеристиками, типичными для океанических толеитов, но в новообразованных намечается некоторое смещение в сторону островодужных. Это смещение проявлено в меньшей степени во впадинах, образовавшихся вследствие раздвига на месте океанической коры (типа впадин Филиппинского моря), в большей — там, где новообразование впадин произошло на месте континентальной коры (типа Япономорской). В подобных структурах присутствует специфическая трахибазальтовая вулканическая серия, не имеющая аналогов в тыловодужных впадинах апоокеанического происхождения.

Перейдем к рассмотрению главных особенностей выделенных типов фундамента.

В настоящее время почти общепринято представление, что все три типа коры образуют единый эволюционный ряд, в котором наиболее примитивно построенная океаническая кора представляет собой первичный продукт магматического расслоения мантии, а мафическая и сиалическая — последовательные продукты тектонического и вещественного усложнения океанической коры и превращения ее в новое качество. Поскольку составы исходного и конечного продуктов существенно различаются, предполагают, что в ходе трансформации продолжается поступление мантийного материала, представленного на поздних стадиях уже кислыми отщеплениями — гранитными магмами и гранитизирующими растворами.

Согласно такой концепции мантия выступает в двух ролях: она генерирует гипербазитовый и базитовый материал океанической коры и она же на конечных стадиях эволюции служит источником гранитоидного материала, превращающего кору мафического состава в сиалическую. А между тем эти два процесса — становление океанической коры и трансформация этой коры в сиалическую континентальную — осуществляются в разных геодинамических обстановках и фундаментально различаются в самом своем существе. Трудно представить, чтобы один и тот же объект — мантия — был ответственным за оба процесса. В самом деле, если способность мантии отделять базальтовое вещество и соответствующее небольшое количество более кислых дериватов сомнений не вызывает, то формирование крупных

объемов сиалических масс непосредственно за счет мантии кажется и маловероятным теоретически, и никак не подтверждается эмпирическим материалом: там, где континентальная сиалическая кора отсутствует, отсутствуют и процессы накопления новообразованного сиалического материала в сколько-нибудь ощутимых количествах. Подробно этот вопрос был рассмотрен в более ранних работах [Шульдинер, 1982; и др.], где обоснована самостоятельность сиалической континентальной коры, вещество которой обособилось в раннем докембрии под влиянием специфических экзогенных факторов того времени.

Таким образом, ряд океаническая — континентальная мафическая — континентальная сиалическая кора с точки зрения эволюции является дискретным, и его крайние члены представляют собой продукты независимых эволюционных процессов. В рассматриваемой нами проблеме эти крайние члены выступают как элементы структуры, область смыкания которых послужила ареной тектоно-магматической активности, приведшей к становлению третьего, мафического типа коры.

Вещественно-формационное исследование этого типа показало, что мафическая континентальная кора сложена типичными раннегеосинклинальными кремнисто-вулканогенными, граувакковыми и флишевыми сериями, накопившимися в условиях интенсивного погружения и впоследствии вовлеченными в складчатость общего смятия. В основании этих серий обнаруживаются комплексы, которые по ряду признаков определяются как реликты океанической коры. Венчают же разрезы мафической коры различные орогенные формации, в том числе моласоидные, фиксирующие зрелую стадию эвгеосинклинального развития. Поэтому мы можем квалифицировать мафическую кору как результат эвгеосинклинального процесса, в ходе которого океаническая кора трансформировалась в зрелую континентальную кору мафического состава.

Тот факт, что выходы мафической коры приурочены, как выяснилось, в основном к той же глобальной структуре, что и современные активные окраины, уже сам по себе наводит на мысль о родстве тех и других. Не являются ли активные окраины зонами генерации мафической коры, которая, таким образом, представляет собой ископаемый продукт деятельности древних активных окраин? Иными словами, не являются ли эвгеосинклинальные формации, слагающие мафический фундамент, ископаемым аналогом формаций, формирующихся в современных активных окраинах?

Предпринятые формационное и петрохимическое сопоставления разрезов тех и других подтверждает сходство или идентичность по крайней мере некоторых их элементов. В хорошо изученных случаях устанавливается, что в составе мафической коры в ископаемом состоянии имеются аналоги современных комплексов океанического дна, внутренних морей и подводных эпиокеанических вулканических дуг. Многие авторы (нами анализировались лишь вулканические формации) находят в составе эвгеосинклинальных разрезов также аналоги комплексов передовых хребтов и островных склонов современных глубоководных желобов ("аккреционный клин"), представленные

ные меланжированными сериями, в которых существенная роль принадлежит породам фундамента.

Этот вывод имеет ряд важных следствий, которые позволяют обсудить и внести ясность в некоторые дискутируемые вопросы.

Прежде всего мы можем подойти к определению отношений между понятиями "геосинклинальная область" и "активная окраина". Здесь, правда, остается еще много неясных аспектов, но об отношении более узких понятий — "эвгеосинклиналь" и "островодужная система" — можно говорить с достаточной определенностью уже сейчас. Как известно, существуют сторонники полного отождествления этих понятий, так же как и упразднения общего понятия "геосинклиналь", якобы утратившего свою специфическую нагрузку. Однако если исходить из традиционного понимания эвгеосинклинали, которое определяется наблюдаемой совокупностью геологических формаций, то оказывается, что понятия "эвгеосинклиналь" и "островодужная система" пересекаются, т.е. не исчерпывают и не исключают друг друга. С одной стороны, эвгеосинклинали, как мы их видим в ископаемых разрезах, включают в себя только эпиокеанические островодужные палеосистемы, тогда как эпиконтинентальные элементы островодужных структур своих аналогов в эвгеосинклиналях не находят. С другой стороны, в ископаемых эвгеосинклиналях реставрируются палеоструктуры, которые в современных островодужных системах неизвестны. Как было показано выше, эвгеосинклинальные системы представлены тремя типами, и только один из них — окраинно-континентальные эвгеосинклинали — является аналогом некоторых (подчеркнем еще раз — только эпиокеанических) активных окраин. Внутриконтинентальные рифтогенные эвгеосинклинали, современным прототипом которых, возможно, служит Калифорнийский рифт, к окраинным системам не относятся и лишены их характерных элементов; местами, как это мы видели на примерах Хоккайдо-Сахалинского мафического блока, они могли входить в состав и осложнять строение окраинных систем, но, скорее, как чужеродный случайный элемент. Труднее определить позицию талассогеосинклиналей; современные аналоги этих структур нам пока неизвестны, и возможно, что их надо искать за пределами окраинных систем — в ложе океана.

Эпиконтинентальные элементы окраинных систем резко отличаются от структур эвгеосинклинального типа. Лишь в некоторых специфических случаях, как, например, в случае лиминарной палеосистемы Анд, разделяющая их грань в какой-то мере стирается, но в подавляющем большинстве состав, строение и структурная позиция эпиконтинентальных островных дуг делают их непохожими на эвгеосинклинали. Эпиконтинентальные вулканические дуги образуют верхний структурный этаж консолидированных сиалических блоков, и это обстоятельство препятствует дислокации эпиконтинентальных вулкаников, их погружению и захоронению под более молодыми отложениями, но способствует разрушению путем эрозии. Поэтому в строении коры сохраняются лишь сравнительно молодые эпиконтинентальные дуги. Отмершие аналоги действующих вулканических дуг представляют собой не захороненные или только частично захороненные системы.

К числу таких систем относится гигантский Чукотско-Катазиатский вулcano-плутонический пояс, который объединяет гирлянду меловых вулканических дуг, протянувшуюся вдоль всего побережья Восточной Азии. Реликты палеогеновых и неогеновых эпиконтинентальных вулканических дуг сохранились и в более южных районах — на Филиппинах, в Индонезии и Меланезии. Вероятно, они составляли цепь, территориально совпадавшую с поясом современных активных окраин. К этой же цепи, к ее восточной ветви, относились и эпиокеанические отмершие дуги — Кюсю-Палау, Западно-Марианская, Колвилл-Лау и др.

Итак, вся зона стыка Тихого океана с прилежащими к нему континентами выступает как совокупность современных (активных), отмерших и ископаемых окраинных систем, представленных эпиокеаническими и эпиконтинентальными элементами. К эпиокеаническим относятся выдвинутые в океан активные и отмершие вулканические дуги и подавляющее большинство тыловодужных впадин, а также вошедшие в структуру фундамента их ископаемые аналоги — окраинно-континентальные эвгеосинклинальные складчатые системы. К эпиконтинентальным относится большинство приближенных к материкам вулканических дуг — активных и отмерших.

Перейдем к вопросу о возрасте заложения циркумтихоокеанских систем. С учетом изложенных выше данных мы уже не можем ограничиться его общим решением, а должны дифференцировать его относительно тектонических элементов разного порядка и разного происхождения.

Проблема заложения Тихоокеанского пояса в целом как единой пограничной структуры, обрамляющей первичный океан, обсуждалась в более ранних работах [Шульдинер, 1982]. В основу ее решения легло представление о кардинальной структурной перестройке, приведшей к возникновению крупных тектонических зон тихоокеанских направлений одновременно по всей длине Тихоокеанского пояса. Эти зоны установлены лишь на внешней (приматериковой) стороне кольца и являются эпиконтинентальными (миогeosинклинальными) структурами: область Белт-Уиндермир в Кордильерах, область Аделаида на востоке Австралии, позднедокембрийские прогибы на Северо-Востоке СССР. Время заложения всех этих структур определено довольно точно: это начало среднего рифея (около 1,3 млрд лет назад).

Докембрий известен и в более внутренних частях Тихоокеанского пояса — на Камчатке, в Японии, на п-ове Малакка, в Новой Зеландии, и в ряде прибрежных районов Антарктиды, Северной и Южной Америки, но, за одним исключением, это все также образования сиалической коры, которые, скорее всего, представляют собой реликты очень древнего фундамента. Упомянутым же исключением является Корякская складчатая область, где, как мы видели, нижние формации докембрийского возраста сложены типично океаническими базальтами, которые могут относиться либо к океаническому фундаменту, либо к ранним (доостроводужным) стадиям талассогeosинклинального развития. Что касается остальных выходов мафической коры во внутренних зонах тихоокеанского окружения, то возраст вскрытых в

их пределах комплексов не древнее позднего палеозоя. Верхнепалеозойские и нижнемезозойские мафические комплексы распространены в тихоокеанских окраинах довольно широко: они обнажаются на островах Рюкю (верхнепалеозойские амфиболиты), Филиппинских (каменноугольные амфиболиты), в блоке Яп (каменноугольные амфиболиты), на островах Сулавеси и Хальмахера (триасовые граувакки), в Новой Зеландии (каменноугольные граувакки), в Западной Калифорнии и на Юго-Западной Аляске (триасовые океанические толеиты). Отражает ли такая картина действительную распространенность древних пород или слабую обнаженность и изученность мафических блоков — пока неясно.

Ориентируясь на эти данные, можно сделать вывод, что по меньшей мере с позднего палеозоя тихоокеанское обрамление функционирует как система активных окраин. Что касается предшествующих эпох, то там, возможно, эти структуры отсутствовали или имели лишь спорадическое развитие.

Многочисленные несогласия в окраинных комплексах свидетельствуют о неоднократных структурных перестройках. Сейчас трудно проследить всю историю тектонического развития тихоокеанского обрамления, но ясно, что некоторые из перестроек привели к очень существенным изменениям структурного плана. Одно из самых крупных тектонических событий произошло на границе мезозоя и кайнозоя. Мезозойские окраинные системы западнотихоокеанского обрамления группировались в две ветви. Структуры западной, эпиконтинентальной ветви были представлены упоминавшимся Чукотско-Катазиатским поясом; восточной, эпикоеанической — окраинно-континентальными эвгеосинклинальными системами Корякии, Северной и Восточной Камчатки, Юго-Восточной Японии, Восточного Тайваня, Филиппин, Индонезии, Меланезии, Новой Зеландии. В результате послемезозойской перестройки эти системы отмерли, а на образовавшемся гетерогенном основании, с некоторым смещением в сторону океана, возник новый пояс кайнозойских активных окраин, структурный план которого сохранился до настоящего времени. Местами, например на Филиппинах или в Индонезии, структурные изменения были не столь существенны, так что кайнозойские (включая современные) формации вулканических дуг залегают непосредственно на дислоцированных и захороненных мезозойских островодужных сериях. В других участках перестройка была кардинальной. Так, на меловую эпикоеаническую островодужную систему Корякии, прослеживающуюся с Камчатки в северо-восточном направлении, в кайнозое была резко дискордантно наложена система вулканических дуг Камчатки и Командор—Алеут. Корякский сегмент, лежащий за пределами кайнозойской островодужной системы, завершил свое эвгеосинклинальное развитие формированием типичных терригенных моласс. Камчатский и Командорский сегменты оказались в зоне повторного тектогенеза и вновь прошли цикл островодужного, на этот раз уже эпиконтинентального развития.

В свое время, ограничившись рассмотрением территории Корякии и Камчатки, мы были склонны трактовать столь резкий структурный

перелом как переход на новый путь тектонического развития, определив эвгеосинклиальный и островодужный режимы как самостоятельные качественно различные категории [Шульдинер и др., 1981]. Теперь, на фоне всего тихоокеанского обрамления, подобные отношения выступают уже как особенность второго порядка, усложняющая, но не упраздняющая общую длительную унаследованность эволюции Тихоокеанского пояса. Эта эволюция сочетает в себе черты обратимости, поскольку идет по пути полициклического повторения в пределах одного и того же пояса близких по своей сущности, но структурно несогласованных островодужных циклов, и однонаправленности, поскольку в ходе этого процесса границы пояса испытывают некоторое смещение в сторону океана и океаническая кора при этом необратимо преобразуется в континентальную мафическую. Важно только иметь в виду, что масштабы смещения и масштабы континентализации в сравнении с общей шириной тихоокеанского пояса большей частью невелики. Несмотря на чрезвычайно длительный унаследованный характер эволюции пояса, она обеспечивает лишь незначительное наращивание объема материковой коры.

## ЛИТЕРАТУРА

*Абдурахманов А.И.* Петрохимическая зональность четвертичных вулканических пород Большой Курильской гряды: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1982. 19 с.

*Авдейко Г.П., Горшков А.П.* Первые рейсы НИС "Вулканолог" // Вулканология и сейсмология. 1979. N 1. С. 102—104.

*Авченко О.В., Леликов Е.П.* Условия метаморфизма пород трога Окинава // Докл. АН СССР. 1983. Т. 169, N 1. С. 219—223.

*Аранович Л.Я., Подлеский К.К.* Гранат-плагиоклазовый геобарометр // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, N 5. С. 1216—1219.

*Аранович Л.Я., Подлеский К.К.* Равновесие гранат + силлиманит + кварц  $\rightleftharpoons$  кордиерит: Термобарометрия природных ассоциаций // Минерал. журн. 1982. Т. 4, N 2. С. 14—20.

*Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В.* Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976. 89 с.

*Архипов И.В.* Основные черты структурного развития Чилийских Анд // Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. М., 1977. С. 90—100.

*Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П., Терехов Е.П.* Геологическое строение дна Японского моря. Стратиграфия докайнозойских отложений. Владивосток, 1983. 28 с. (Препр.).

*Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П.* Геология глубоководных впадин Берингова моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей: МГК. 27-я сес. Доклады. Т. 6, ч. 2. М.: Наука, 1984. С. 4—11.

*Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.

*Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга—желоб. М.: Наука, 1979. 108 с.

*Васильев Б.И., Путинцев В.К., Рублев А.Г., Селиванов В.А.* Гранитоиды дна Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 5. С. 22—29.

*Васильев Б.И., Удинцев Г.Б.* Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, N 3. С. 694—698.

*Васильковский Н.П.* К проблеме островных дуг // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 557—565.

*Васильковский Н.П.* Направленность развития земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981. С. 120—136.

*Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Недра, 1978. 180 с.

*Волобуева В.И., Красный Л.Л.* Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 84 с.

Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975. 318 с.

*Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х.* Геологический очерк Новой Зеландии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 167 с.

Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. 256 с.

Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.

Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 116 с.

*Высоцкий С.В.* Геология и фундамент приокеанических зон островных дуг Камчатки и Тонга: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1983. 18 с.

*Высоцкий С.В., Грачева А.А.* О докембрийском возрасте Оленегорского выступа фундамента эвгеосинклинальной зоны Восточных полуостровов Камчатки // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, N 5. С. 1193—1195.

*Высоцкий С.В., Михайлик Е.В.* Новые данные по геологии Командорских остро-

вов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 663—666.

*Высоцкий С.В., Михайлик Е.В.* Возможные ошибки, связанные с использованием гранатов из обломочных пород как показателя размыва метаморфических толщ // Тез. докл. 1-й Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике: Геология, геоморфология и магматизм. Владивосток, 1983. С. 142.

*Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Вулканогенно-осадочные формации геантклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.

*Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Палеоаналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских комплексах Сахалина и Японии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 392—395.

*Гатинский Ю.Г., Хатчисон Ч.С., Минь Н.Н., Чм Ч.В.* Тектоническая эволюция Юго-Восточной Азии // Тектоника Азии: МГК. 27-я сес. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 193—207.

Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.

Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. 356 с.; Т. 2. 327 с.; 1979. Т. 3. 402 с.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 734 с.; Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 431 с.

Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 1. 264 с.; Т. 2. 248 с.

Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — о-в Хонсю — Тихий океан. М., 1982. 54 с.

*Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.

*Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки — архейские гранулиты или контактовые роговики? // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 129—133.

*Герман Л.Л., Мельникова С.А.* Кристаллические сланцы полуострова Озерного (Восточное побережье Камчатки) // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 246—249.

*Герман Л.Л., Шульдинер В.И., Щетка С.А.* Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 25—35. Глубинное сейсмическое зондирование

Камчатки / Г.И. Аносов, С.К. Биккенина, А.А. Попов и др. М.: Наука, 1978. 130 с.

Глубинные разломы океанического дна. М.: Наука, 1984. 221 с.

*Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.

*Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М.* Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 3. С. 664—668.

*Голозубов В.В.* Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1984. 30 с.

*Гранник В.М.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 162 с.

*Грановский А.Г.* Петрология офиолитов юго-западной части Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1982. 26 с.

*Грикуров Г.Э.* Геология Антарктического полуострова. М.: Наука, 1973. 120 с.

*Дмитриев Ю.И., Цветков А.А.* Магматизм активных окраин океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 3—18.

*Дмитриева В.К.* О тектонической природе так называемого Западно-Камчатского краевого прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, № 5. С. 3—14.

*Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и элоксит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

*Долматов Б.К.* Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1972.

*Долматов Б.К., Хотин М.Ю.* Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс // Сов. геология. 1969. № 7. С. 86—96.

*Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И., Свишников А.И., Ткалич О.А.* К геологическому строению некоторых подводных возвышенностей Филиппинского моря // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей: Новые данные. Владивосток, 1979. С. 21—35.

*Журавлев А.В.* Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и Тинро Охотского моря // Тихоокеан. геология, 1984. № 1. С. 21—27.

*Зинкевич В.П.* Формация и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 110 с.

Иванов О.Н., Ильченко Л.Н. Зеленокаменные метаморфические породы Анадырско-Корякской складчатой системы // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1419—1421.

Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266—288.

Кинг Ф.Б. Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 270 с.

Кириллова Г.И., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.

Короковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 264 с.

Косыгин В.Ю., Павлов Ю.А. Геологическая природа аномального гравитационного поля южной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 3. С. 672—675.

Красный Л.И. Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 2. С. 414—417.

Кузьмин В.К., Чухонин А.П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 932—935.

Лебедев М.М., Ястремский Ю.М., Гузиев И.С. О природе гранито-гнейсовых куполов Срединной Камчатской метаморфической зоны // Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Ново-Александровск, 1970. С. 34—49. (Тр. СахКНИИ; Вып. 25).

Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.

Лишневский Э.Н., Елисеева И.С., Богомазова Т.А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным // Сов. геология, 1968. № 7. С. 75—85.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.

Лопатин Б.Г., Поляков М.М. Геология Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (Западная Антарктида). М.: Наука, 1976. 176 с.

Луц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Луц Б.Г., Пополитов Э.И. Первичная природа метаморфических пород о-ва Яп в Тихом океане // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинами-

ческого режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 221—228.

Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47—57.

Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. 272 с.

Маймин Ю.С., Старицкий Ю.Г., Трофимов В.А. Новые представления о тектоническом районировании Индокитая // Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 53—59.

Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 237 с.

Марковский Б.А., Богданов Г.В. Провинция ультрамафических вулканитов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР) // Сов. геология. 1985. № 6. С. 117—126.

Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. 453 с.; Т. 2. 478 с.

Мельникова С.А. Интрузии гипербазитов и базитов в метаморфических породах Хавьвенской возвышенности на Камчатке // Магматизм Северо-Восточной Азии. Магадан, 1976. Ч. 3. С. 39—43.

Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973. 240 с.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

Моралев В.М., Ткачев Г.Я., Ткачева Р.Э. Проблемы геологии докембрия Анд // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 12. С. 8—16.

Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979. 312 с.

Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1433—1436.

Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Ширишова (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21—37.

О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо (Тихий океан) / М.Л. Красный, Ю.Л. Неверов, О.С. Корнев и др. Новоалександровск, 1981. 19 с. (Препр.).

Осадкообразование и магматизм океанов. М.: Наука, 1979. 416 с.

- Основные черты геологического строения дна Японского моря / Н.П. Васильковский, В.Л. Безверхний, А.Н. Деркачев и др. М.: Наука, 1978. 263 с.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
- Паттон В.В. Офиолиты Западной Аляски и их тектоническое значение // 14-й Тихоокеан. науч. конгр. Секция В2. Проект 39. Тез. докл. М.: ВИНТИ, 1979. С. 18—19.
- Перцев А.Н. Новые данные о метаморфических образованиях северной части хр. Пекульней // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Магадан, 1982. С. 17—18.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 288 с.
- Петрина Н.М., Шапиро М.Н., Бояринова М.Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения Восточных хребтов Камчатки // Бюл. МОИП. 1983. Т. 58, вып. 3. С. 47—62.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов: На примере Полярного Урала и Западного Саяна / Н.Л. Добрецов, А.П. Казак, Ю.Е. Молдавандев и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Пискунов Б.Н. Кайнозойские вулканические комплексы островных дуг северо-западной части Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1984. 40 с.
- Потапов С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток, 1980. С. 43—53.
- Приходько В.С., Бердникова Н.В., Бехтольд А.Ф., Чубаров В.М. Состав и строение литосферы Северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1982. N 2. С. 52—62.
- Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977. 140 с.
- Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
- Пуцин И.К., Высоцкий С.В. К вопросу о существовании гранитно-метаморфического слоя в системе дуга—желоб Тонга // Тез. докл. 1-й Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике: Геология, геоморфология и магматизм. Владивосток, 1983. С. 11—12.
- Разицын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) Геотектоника. 1985. N 1. С. 88—101.
- Рихтер А.В. Строение, возраст и структурное положение метаморфических толщ Сахалина // Геотектоника. 1984. N 6. С. 55—65.
- Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 150 с.
- Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрохимические исследования базитов островных дуг. М., 1978. С. 177—239.
- Селиверстов В.А., Гречин В.И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 182—204.
- Семенов Д.Ф. Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей. М.: Наука, 1982. 168 с.
- Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
- Сергеев К.Ф., Красный М.Л., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятие Хоккайдо) // Тихоокеан. геология. 1983. N 2. С. 3—8.
- Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. 1975. N 18. С. 141—145.
- Сиверцева И.А., Смирнова А.И. О находке палеозойских спор в метаморфизованных отложениях Камчатки // Геология и геофизика. 1974. N 6. С. 126—128.
- Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Смирнов А.М., Марченко А.Ф. Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 3—17.
- Смирнов А.М., Синица С.М. О структурных соотношениях верхнемеловых и подстилающих их отложений в Среднем хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, N 6. С. 1431—1433.
- Смирнов В.И. Особенности металлогении северо-западной части Тихоокеанского пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1966. N 5. С. 3—12.
- Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.

Суэзов А. Е. Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1977. 74 с.

Сухов А. Н. Вулканический комплекс Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 10. С. 12—27.

Сьедин В. Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1986. 28 с.

Тарарин И. А. Геология и петрология зеленосланцевых образований Ганальского хребта Камчатки // Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 10—37.

Тарарин И. А. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки // Корреляция экзогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1979. С. 63—101.

Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 180 с.

Федорчук А. В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1984. N 1. С. 37—46.

Флеров Г. Б., Колосков А. В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.

Фролова Т. И., Бурикова И. А., Фролов В. Т., Гуцин А. В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. N 4. С. 38—50.

Фролова Т. И., Коновалов Ю. И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1985. N 2. С. 54—74.

Ханчук А. И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток, 1985. 138 с.

Харин Г. С. Региональные вариации в составе базальтов ложа Атлантического океана // Вулканология и сейсмология. 1979. N 5. С. 3—17.

Хили Дж. Х., Уоррен Д. Х. Сейсмическое зондирование в Северной Америке // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 162—174.

Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.

Хубуня С. А. Формационная принадлежность меловых и палеогеновых базальтов Кронцоцкого и эоценовых базальтов Камчатского полуостровов (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам:

Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 26 с.

Хэйс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей: МГК. 27-я сес. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 30—44.

Цветков А. А. Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 3. С. 24—41.

Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1985. 47 с.

Цветков А. А., Шмидт О. А. Глубинные включения в магматических породах Командорских островов (первые находки) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, N 4. С. 930—934.

Цветков Л. Д., Невретдинов Э. Б. О выделении силурийских и протерозойских (?) отложений на Ваежском подняттии (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 9. С. 139—141.

Цой И. Б., Ващенко Н. Г., Горювая М. Т., Терехов Е. П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1985. N 3. С. 50—55.

Шаниро М. Н. Тектоническое развитие Восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 124 с.

Шараськин А. Я., Закариадзе Г. С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 210—221.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 232 с.

Шехоркина А. Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М.: Наука, 1976. 200 с.

Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. О природе мезозойско-кайнозойских тектоно-магматических систем северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Тихоокеан. геология. 1984. N 2. С. 3—9.

Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.

Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 172 с.

Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Хан-

чук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция // Геотектоника. 1979. N 2. С. 80—93.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Типы земной коры и ее эволюция в островодужных системах Дальнего Востока // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981. С. 38—52.

Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Сидорчук И.А., Кутыев Ф.Ш. Два типа домезозойского метаморфизма в Среднем хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, N 2. С. 446—450.

Шека С.А., Куренцова Н.А. Магматизм главных структурных элементов океанов и зон их сочленения с континентами // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1981. С. 103—119.

Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. Л.: Недра, 1980. 511 с.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.

Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions. Tokyo: Terra Sci. Publ., 1983. 358 p.

Adams C.J. Discovery of Precambrian rocks in New Zealand: age relations of the Greenland Group and Constant Gneiss, West Coast, South Island // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 28, N 1. P. 98—104.

Adams C.J. Age of the volcanoes and granite basement of the Auckland Islands, Southwest Pacific // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1983. Vol. 26, N 3. P. 227—237.

Adams C.J., Morris P.A., Beggs J.M. Age and correlation of volcanic rocks of Campbell Island and metamorphic basement of the Campbell Plateau, Southwest Pacific // Ibid. 1979. Vol. 22, N 6. P. 679—691.

Adams C.J., Robinson P. Potassium-argon ages of schists from Chatham Island, New Zealand Plateau, Southwest Pacific // Ibid. 1977. Vol. 20, N 2. P. 287—301.

Aguirre L., Hervé F., Godoy E. Distribution of metamorphic facies in Chile. An outline // Krystalinikum. 1972. Roc. 9. S. 7—19.

Andersoin T.H., Silver L.T. An overview of Precambrian rocks in Sonora // Rev. Inst. geol. 1981. Vol. 5, N 2. P. 131—139.

Aoki H., Ishikawa M., Misawa J., Egawa R. On gravels of metamorphic and plutonic rocks in Yap Islands // Mat. Sci. Month. 1976. Vol. 8, N 3. P. 35—39.

Arakawa Y. Rb-Sr-ages of the gneiss and metamorphosed intrusive rocks of the Hida metamorphic belt in the Urushiyama area, Cufu Prefecture, Central Japan // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 11. P. 431—442.

Aronson J.L., Tilton G.R. Probable Precambrian detrital zircons in New Caledonia and Southwest Pacific continental structure // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82, N 12. P. 3449—3459.

Aubouin J., Borrello A.V. Regard sur la géologie de la Cordillère des Andes: relais paléogéographiques et cycles orogéniques superposés; le Nord argentin // Bull. Soc. géol. France. 1970. T. 12, N 2. P. 246—260.

Audley-Charles M.G., Garter D.J., Barber A.J. et al. Reinterpretation of the geology of Seram: implications for the Banda Arcs and northern Australia // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136, N 5. P. 547—568.

Aumaitre R., Grandin G., Guillon J. Données lithologiques et structurales relatives à un bloc précambrien surélevé de la Cordillère andine orientale (Pérou central) // Ibid. 1977. T. 19, N 5. P. 983—989.

Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite // Tectonic Geology Evolution of Southeast Asian Seas Islands. Wash., 1983. Pt. 2. P. 294—317.

Bloomfield K., Ortega-Gutiérrez F. Notas sobre la petrología del complejo oaxaqueno // Bol. Univ. nac. autón. Méx. Inst. geol. 1975. N 95. P. 23—48.

Brew D.A., Grybeck D. Geology of the Tracy Arm — Fords Terror wilderness study area and vicinity, Alaska // US Geol. Surv. Bull. 1984. N 1525. P. 21—52.

Brooks D.A., Carlson R.L., Harra D.L. et al. Characteristics of back-arc regions // Tectonophysics. 1984. Vol. 102, N 1/4. P. 1—16.

Bryan W.B., Stice G.D., Ewart A. Geology, petrography and geochemistry of volcanic islands of Tonga // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N 8. P. 1566—1585.

Burgath K.P., Mohr M. Investigations in the Halmahera ophiolite, East Indonesia // Ofioliti. 1984. Vol. 9, N 1. P. 15.

Campa M.F., Coney P.J. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico // Canad. J. Earth Sci. 1983. Vol. 20, N 6. P. 1040—1051.

Campsie J., Neumann E.R., Johnson L. Dredged volcanic rocks from the southern

oceans: the Eltanin collection // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1983. Vol. 26, N 1. P. 31—45.

*Case J.E., Duran S.L., Lopez R., Moore W.R.* Tectonic investigations in western Colombia and Eastern Panama // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82, N 10. P. 2685—2711.

*Challis G.A., Gabites J., Davey F.J.* Precambrian granite and manganese nodules dredged from Southwestern Campbell Plateau, New Zealand // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1982. Vol. 25, N 4. P. 493—497.

*Chamberlain V.E., Lambert R., Baadsgaard H., Gale N.H.* Geochronology of the Malton Gneiss Complex of British Columbia // Geol. Surv. Canada Paper. 1979. Vol. 18. P. 45—50.

*Chamberlain V.E., Lambert R., Holland J.G.* Geochemistry and geochronology of the gneisses east of the Southern Rocky Mountain Trench, near Valemount, British Columbia // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22, N 7. P. 980—991.

*Churkin M., Eberlein G.D.* Ancient borderland terranes of the North American Cordillera: correlation and microplate tectonics // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 6. P. 769—786.

*Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V.* Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile // Earth-Sci. Rev. 1982. Vol. 18, N 3/4. P. 303—332.

*Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 11. P. 1916—1934.

*Cullen D.J.* Autochthonous rocks of the Bounty Islands region, south-west Pacific Ocean // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1975. Vol. 18, N 6. P. 767—785.

*Curray J.R., Shor G.G., Raitt R.W., Henry M.* Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the eastern Sunda and western Banda Arcs // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 17. P. 2479—2489.

*Dalmayrac B., Lancelot J.R., Leyreloup A.* Two billion-year granulites in the Late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast // Science. 1977. Vol. 198, N 4312. P. 49—51.

*Davies H.L., Smith I.E.* Geology of eastern Papua // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82, N 12. P. 3299—3312.

*Davies H.L., Simonds P.A., Ripper I.D.* Structure and evolution of the southern Solomon Sea region // BMRJ Austral. Geol. and Geophys. 1984. Vol. 9, N 1. P. 49—68.

*De Cserna Z.* Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico // Geol. Rdsch. 1971. Bd. 60, H. 4. S. 1488—1513.

*Dengo G.* Problemas de las relaciones geológicas entre América Central y la región del Caribe // Bol. geol. Publ. espec. 1972. N 5/4. P. 2419—2437.

*Dixon T.H., Batiza R.* Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas: Implications for the origin of island arc basalts // Contribs Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70, N 1. P. 167—181.

*Doe B.R., Zartman R.E.* Plumbotectonics of Japan: some evidence for a rejuvenated craton // Mining Geol. 1982. Vol. 32, N 4. P. 285—289.

*Eaton G.R.* The Miocene Grate Basin of western North America as an extending back-arc region // Tectonophysics. 1984. Vol. 102, N 1/4. P. 275—295.

*Elston W.E.* Subduction of young oceanic lithosphere and extensional orogeny in Southwestern North America during mid-Tertiary time // Tectonics. 1984. Vol. 3, N 2. P. 229—250.

*Elthon D.* High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts // Nature. 1979. Vol. 278, N 5704. P. 514—518.

*Ernst W.G.* Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps // Contribs Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 34, N 1. P. 43—59.

*Ewart A.* A petrological study of the younger Tongan andesites and dacites, and olivine tholeiites of Niua Fo'ou Island, S.W. Pacific // Contribs Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 58, N 1. P. 1—21.

*Ewing M., Hawkins L.V., Ludwig W.J.* Crustal structure of the Coral Sea // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 11. P. 1953—1962.

*Finlayson D.M., Drummond B.J., Collins C.D.M., Connelly J.B.* Crustal structures in the region of the Papuan Ultramafic Belt // Phys. Earth and Planet. Inter. 1977. Vol. 14, N 1. P. 13—29.

*Furumoto A.S., Wiebenga W.A., Webb J.P., Sutton G.H.* Crustal structure of Hawaiian Archipelago, northern Melanesia, and the Central Pacific Basin by seismic refraction methods // Tectonophysics. 1973. Vol. 20, N 1/4. P. 153—164.

*Galli-Oliver C.* Ophiolite and island-arc volcanism in Costa Rica // Bull. Geol. Soc. Amer. 1979. Vol. 90, pt. 1, N 5. P. 444—452.

- Geological map of Japan, 1:1000000. 2nd ed. Geol. Surv. Japan, 1978.
- Geology of the Malay Peninsula. N.Y.: Wiley-Intersci., 1973. 437 p.
- Gibson G.M.* Stratigraphy and petrography of some metasediments and associated intrusive rocks from central Fiordland, New Zealand // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1982. Vol. 25, N 1. P. 21—43.
- Gill J.B.* Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 10. P. 1384—1395.
- González-Bonorino F.* Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile // J. Petrol. 1971. Vol. 12, N 1. P. 149—175.
- Grady A.E., Berry R.F.* Some Paleozoic-Mesozoic stratigraphic-structural relationships in East Timor and their significance in the tectonics of Timor // J. Geol. Soc. Austral. 1977. Vol. 24, N 3/4. P. 203—214.
- Guérangé B., Lozes J., Aural A.* Le métamorphisme mésozoïque dans la chaîne centrale de Nouvelle-Calédonie et ses implications géodynamiques dans l'évolution de l'orogène Rangitata au Crétacé // Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sec. IV. 1977. N 1. P. 53—67.
- Haile N.S., Barber A.J., Carter D.J.* Mesozoic cherts on crystalline schists in Sulawesi and Timor // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136, N 1. P. 65—70.
- Hall M.L., Calle J.* Geochronological control of the main tectonic-magmatic events of Ecuador // Earth-Sci. Rev. 1982. Vol. 18, N 3/4. P. 215—239.
- Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian region // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1979. N 1078. 345 p.
- Harper G.D., Wright J.E.* Middle to Late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains, California — Oregon // Tectonics. 1984. Vol. 3, N 7. P. 759—772.
- Hashimoto M.* Relic clinopyroxenex of Paleozoic greenstones of the Tamba and Mikabu terranes, southwest Japan // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol. 1972. Vol. 67, N 10. P. 323—331.
- Hawkins J.W.* Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // Earth and Planet. Sci. Letters. 1976. Vol. 28, N 3. P. 283—297.
- Hawkins J.W., Evans C.A.* Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine Islands: ophiolite derived from an island arc—back arc basin pair // Tectonic Geology Evolution of Southeast Asian Seas Islands. Wash., 1983. Pt. 2. P. 95—123.
- Hayama Y.* Re-examination of gneissose garnet amphibolite from the Kurosegawa structural belt of Southwest Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1976. Vol. 82, N 1. P. 35—49.
- Hayes D., Ringis J.* Seafloor spreading in the Tasman Sea // Nature. 1973. Vol. 243, N 5408. P. 454—458.
- Hedge C.E., Peterman Z.E., Dickinson W.R.* Petrogenesis of lavas from Western Samoa // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 9. P. 2709—2714.
- Hietanen A.* Petrologic and structural studies in the northwestern Sierra Nevada, California // US Geol. Surv. Prof. Paper 1981. N 1226. 59 p.
- Hiroi Y.* Polymetamorphism in the Hida metamorphic belt of the Kurobe river area // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 9. P. 322—333.
- Hoshino M.* Two-pyroxene amphibolites in Dogo, Oki Islands, Shimane-ken, Japan // Ibid. 1979. Vol. 74, N 3. P. 87—99.
- Hsü K.J.* Franciscan mélanges as a model eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 5. P. 1162—1170.
- Hume B.J.* The relationship between the Charlestone metamorphic group and the Greenland group in the central Paparoa Range, South Island, New Zealand // J. Roy. Soc. N.Z. 1977. Vol. 7, N 3. P. 379—392.
- Hunter H.W.* Geology of the Cobb Intrusives, Takaka Valley, north-west Nelson, New Zealand // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1977. Vol. 20, N 3. P. 469—501.
- Hussong D.M., Wipperman L.K., Kroenke L.W.* The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 11. P. 6003—6010.
- Inamata M., Tazaki K.* Phlogopite and Targasite bearing ultramafic rocks from the Mikabu zone, Central Japan // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol. 1974. Vol. 69, N 6. P. 205—214.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: U.S. Govern. Print. Off., 1971. Vol. 6; 1973. Vol. 17, 19, 21; 1975. Vol. 29, 30; 1976. Vol. 33; 1980. Vol. 54, 55, 58; 1981. Vol. 59; 1982. Vol. 60, 67; 1983. Vol. 70.
- Injoke J., Miranda C., Carlier G.* et al. Evidencia de basamento pre-cambriano en la region Inchupalla-Puno // Bol. Soc. geol. Perú, 1983. N 70. P. 25—28.
- Irving E.M.* Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1975. N 846. 47 p.
- Isezaki H.* Possible spreading centres in

- the Japan Sea // *Mar. Geophys. Res.* 1975. N 2. P. 265—277.
- Ishikawa M., Aoki H.* On the volcanic rocks dredged in the Daito Ridge and Okidaito Ridge regions, Northwestern Philippine Sea // *Earth Sci.* 1978. Vol. 32, N 5. P. 244—253.
- Jahn B., Liou J.G., Nagasawa H.* Hing-pu pressure metamorphic rocks of Taiwan: geochemistry, Rb-Sr-ages and tectonic implications // *Mem. Geol. Soc. China.* 1981. N 4. P. 497—520.
- Jin X.L., Yu P.Z.* Okinawa Trough — an embryonic marginal basin // *МГК. 27-я сес. Тезисы. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 243.*
- Juan W.C.* Tectonic evolution of Taiwan // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 26, N 3/4. P. 197—212.
- Kanayama K., Hiroi Y.* Geology of the Mt. Hodatsu area in the Hida metamorphic terrain, central Japan // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1979. Vol. 74, N 1. P. 36—43.
- Kanisawa S., Oozawa S., Nakagawa H.* Petrology of Mesozoic lamprophyres in Amami — Oshima, Kagoshima Prefecture, Japan // *Ibid.* 1983. Vol. 78, N 10. P. 394—404.
- Kano H.* The study of granite-ferrous conglomerates, Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1962. Vol. 68, N 805. P. 573—584.
- Karig D.E.* Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75, N 2. P. 239—254.
- Kawada G.* Table of chemical analyses by Geological Survey of Japan // *Geol. Surv. Jap. Rep.* 1962. N 195.
- Kehrer W., van der Kaaden G.* Notes on the geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera // *Geol. Jb. B.* 1979. H. 35. 58 S.
- Kennerley J.B.* Outline of the geology of Ecuador // *Overseas Geol. and Miner. Resour.* 1980. N 55. 20 p.
- Kimura M.* Back-arc rifting and origin of the Okinawa Trough // *МГК. 26-я сес. Тезисы. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 46.*
- Koshimizu S., Bamba T.* Two distinctive REE abundances of Jurassic pillow lavas from the Tokoro Belt, central Hokkaido, Japan // *Geochem. J.* 1984. Vol. 18, N 3. P. 153—156.
- Kroonenberg S.B.* A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield // *Geol. mijnbouw.* 1982. T. 61, N 4. S. 325—333.
- Kuipers E.P.* The geologic history of the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, and its geotectonic significance // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 68, N 3/4. P. 233—255.
- Landis C.A., Coombs D.S.* Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand // *Ibid.* 1967. Vol. 4, N 4/6. P. 501—517.
- Lapierre H., Cabanis B.* Caractérisation d'une série tholéiitique d'arc d'âge paléozoïque (Klamaths orientales — Nord de la Californie, U.S.A.) à l'aide des clinopyroxènes et des éléments en traces // *Bull. Soc. géol. France.* 1985. T. 1, N 4. P. 541—551.
- Liew T.C., McCulloch M.T.* Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for model of crustal evolution Evidence from Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1985. Vol. 49. N 2. P. 587—600.
- Lillie A.R., Brothers R.N.* The geology of New Caledonia // *N.Z. J. Geol. and Geophys.* 1970. Vol. 13, N 1. P. 145—183.
- Liou J.G., Ernst W.G., Moore D.E.* Geology and petrology of some polymetamorphosed amphibolites and associated rocks in northeastern Taiwan: summary // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1981. Vol. 92, N 5. pt. 1. P. 219—224.
- Ludwig W.J., Kumar N., Houtz R.E.* Profiler-sonobuoy measurements in South China Sea basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N 11. P. 3505—3518.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Den N.* Structure of Bowers Ridge, Bering Sea // *Ibid.* 1971. Vol. 76, N 26. P. 2650—2666.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E.* Sediments and structure of Japan Sea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 5. P. 651—664.
- Maillet P., Monzier M., Selo M., Storz D.* The D'Entrecasteaux zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal // *Mar. Geol.* 1983. Vol. 53, N 3. P. 179—197.
- Marocco R.* Corte estructural de la cordillera de los Andes peruanos al nivel de la deflexion de Abancay: Ensayo de interpretación de esta deflexion // *Bol. Soc. geol. Perú.* 1979. N 63. P. 51—68.
- Mattinson J.M.* Ages of zircons from the Northern Cascade Mountains, Washington // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 12. P. 3769—3784.
- Maruyama S., Banno S., Matsuda T., Nakajima T.* Kurosegawa zone and its bearing on the development of the Japanese Islands // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 110, N 1/2. P. 47—60.
- McKenzie D., Julian B.* Puget Sound, Washington, earthquake and the mantle structure beneath the northwestern United States // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82, N 12. P. 3519—3523.
- Miyake Y.* MORB-lake toleites formed

- within the Miocene forearc basin, Southwest Japan // *Lithos*. 1985. Vol. 18, N 1. P. 23—34.
- Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 2. P. 249—281.
- Murauchi S., Asanuma T.* Seismic profiler and sonobuoy refraction measurements during GDP-6-8 voyages, 1973 // *Mar. Sci. Month.* 1974. Vol. 6, N 8. P. 23—27.
- Murauchi S., Den N., Asano S.* et al. Crustal structure of the Philippine Sea // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 10. P. 3143—3171.
- Murauchi S., Ludwig W.J., Den N.* et al. Structure of the Sulu Sea and Celebes Sea // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, N 17. P. 3437—3447.
- Nathan S.* Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician), New Zealand // *N.Z. J. Geol. and Geophys.* 1976. Vol. 19, N 5. P. 683—706.
- Nelson E.P., Dalziel I.W.D., Ridley W.I.* Geological studies in Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, southern Chile // *Antarct. J. US*. 1979. Vol. 14, N 15. P. 14—15.
- Ohashi F., Shiraki K.* High-magnesia and high-silica volcanic rock in the Sitogawa ophiolite // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 3. P. 69—79.
- Okami K., Murata M.* Basalt sandstone of the Silurian Kawauchi Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan // *J. Geol. Surv. Jap.* 1975. Vol. 81, N 6. P. 339—348.
- Ohira K.* Granulite rock xenoliths in the Miozone andesite from the eastern part of Shodo-shima, Kagawa Prefecture // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1984. Vol. 79, N 3. P. 128—132.
- Oliver G.J.H.* Feldspathic hornblende and garnet granulites and associated ornothosite pegmatites from Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 65, N 2. P. 111—121.
- Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts // *J. Petrol.* 1976. Vol. 17, pt. 1. P. 15—43.
- Pieters P.E.* Port Moresby — Kalo-Aroa, Papua New Guinea. Sheets SC/55-6. Explan. Notes. Canberra: Austral. Gov. Publ. Serv., 1978. 55 p.
- Prodehl C.* Crustal structure of Western United States // *US Geol. Surv. Prof. Paper.* 1979. N 1034. 74 p.
- Purdy G.M., Detrick R.S.* A seismic refraction experiment in the central Banda Sea // *J. Geophys. Res.* B. 1978. Vol. 83, N 5. P. 2247—2252.
- Quick J.E.* An origin and significance of large tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 78, N 4. P. 413—422.
- Ragan D.M., Hawkins J.W.* A polymetamorphic complex in the Eastern Alaska Range // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 77, N 6. P. 597—604.
- Rangin C.* Aspectos geodinamicos de la region noroccidental de Mexico // *Rev. Inst. geol.* 1981. Vol. 5, N 2. P. 186—194.
- Ray K.K.* A review of the geology of Andaman and Nicobar Islands // *Geol. Surv. India. Misc. Publ.* 1982. N 41. pt. 2. P. 110—125.
- Reid F.W., Cole J.W.* Orogen of dacites of Taupo Volcanic Zone, New Zealand // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 18, N 1/4. P. 191—214.
- Ren Jishun, Chen Tingyu, Liu Zhigang.* Some problems on the division of tectonic units in Eastern China // *Geol. Rev.* 1984. Vol. 30, N 4. P. 382—385.
- Riddlough R.P.* The Juan de Fuca plate // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1978. Vol. 59, N 9. P. 836—842.
- Roldan-Quintana J.* Evolucion tectonica del estado de Sonora // *Rev. Inst. geol.* 1981. Vol. 5, N 2. P. 178—185.
- Rowell W.F., Edger A.D.* Cenozoic potassium-rich mafic volcanism in the western U.S.A.: its relationship to deep subduction // *J. Geol.* 1983. Vol. 91, N 3. P. 338—341.
- Saleeby J.B.* Polygenetic ophiolite belt of the California Sierra Nevada: geochronological and tectonostratigraphic development // *J. Geophys. Res.* B. 1982. Vol. 87, N 3. P. 1803—1824.
- Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J.* Speculations on the origin and evolution of the Allutian // *МГК. 27-я сес. Тезисы.* // *М.: Наука*, 1984. Т 3. С. 392.
- Sclater J.G., Hawkins J.W., Mammerrick J., Chase C.G.* Crustal extension between the Tonga and Lau Ridges: petrologic and geophysical evidence // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 2. P. 505—518.
- Sclater J.G., Ritter U.G.* Heat flow in the Southwestern Pacific // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77, N 29. P. 5697—5704.
- Seki Y.* Jadeite pyroxene foundas pebbles in Lower Cretaceous formation of the Kanto Mountains, Central Japan // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1965. Vol. 53, N 4. P. 165—168.
- Selverstone J., Hollister L.S.* Cordierite-bearing granulites from the Coast Ranges, British Columbia: P-T conditions of meta-

- morphism // *Canad. Miner.* 1980. Vol. 18, pt. 1. P. 119—129.
- Sharaskin A. Ya., Pustchin I.K., Zlobin S.K., Kolesov G.M.* Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga arc // *Ophioliti.* 1983. Vol. 8, N 3. P. 411—430.
- Shervais J.W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 1. P. 101—118.
- Shibata K., Adachi M.* Rb-Sr whole-rock ages of Precambrian metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate from central Japan // *Ibid.* 1974. Vol. 21, N 3. P. 277—287.
- Shibata K., Ito M.* Isotopic ages of schist from the Asahidake — Shirumadake area, Hida Mountains // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1978. Vol. 73, N 1. P. 1—4.
- Shibata K., Nozawa T.* Isotopic ages of the Funatsu granitic rocks // *Ibid.* 1984. Vol. 79, N 7. P. 289—298.
- Shih T.C.* Marine magnetic anomalies from the western Philippine Sea: implications for the evolution of marginal basins // *Tectonic Geology Evolution of Southeast Asian Seas Islands.* Wash., 1980. Pt. 1. P. 49—75.
- Shor G.G., Fornari D.J.* Seismic refraction measurement in the Kamchatka basin, western Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 29. P. 5260—5266.
- Shor G.G., Kirk H.K., Menard H.W.* Crustal structure of the Melanesian area // *Ibid.* 1971. Vol. 76, N 11. P. 2562—2586.
- Sinha A.K., Hart S.R.* A geochemical test of the subduction hypothesis for generation of island arc magmas // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1972. Vol. 71. P. 309—312.
- Smith I.E.M.* Peralkaline rhyolites from the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea // *Volcanism Australasia.* Amsterdam, 1976. P. 275—285.
- Snoke A.W., Sharp W.D., Wright J.E., Saleeby J.* Significance of mid-mesozoic peridotitic to chloritic intrusive complexes, Klamath Mountains — western Sierra Nevada, California // *Geology.* 1982. Vol. 10, N 3. P. 160—166.
- Stacey R.A.* Gravity anomalies, crustal structure and plate tectonics in the Canadian Cordillera // *Canad. J. Earth Sci.* 1973. Vol. 10, N 5. P. 615—628.
- Sugisaki R., Misutani S., Hattori H. et al.* Late Paleozoic geosynclinal basalts and tectonism in the Japanese Islands // *Tectonophysics.* 1972. Vol. 14, N 1. P. 35—56.
- Sugisaki R., Tanaka T.* Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines // *Tectonophysics.* 1971. Vol. 12, N 5. P. 393—413.
- Suzuki M.* An occurrence of "eclogitic rock" in the Hida Metamorphic Belt // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1973. Vol. 68, N 12. P. 372—382.
- Suzuki T., Kashima N., Hoda S., Umemura H.* Geosyncline volcanism of Mikabu green-rocks in the Okuki area, western Shikoku, Japan // *Ibid.* 1972. Vol. 67, N 6. P. 177—192.
- Takeda K.* Geological and petrological studies of the Mikabu greenstones in eastern Shikoku, Southwest Japan // *J. Sci. Hiroshima Univ. C.* 1984. Vol. 8, N 3. P. 221—282.
- Tanaka H., Kanisawa S., Onuki H.* Petrology of the Nishidohira cordlanditic mass in the southern Abukuma Mountains, Northeast Japan // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, N 12. P. 438—454.
- Tanaka K.* Geologic history // *Outline Geology Japan.* Kawasaki. 1975. P. 55—60.
- Tanaka T.* Chemical composition of geosyncline volcanic rocks from the Paleozoic Chichibu Group in central Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1970. Vol. 76, N 7. P. 323—355.
- Tanaka T., Sugisaki R.* Successive eruption alkaline and tholeiite magmas in a Japanese Palaeozoic geosynclinal basalt body with special reference to rare earth element features // *J. Petrol.* 1973. Vol. 14, N 3. P. 489—507.
- Tingey R.J., Grainger D.J.* 1:250000 geological series — explanatory notes. Markham Papua New Guinea, Sheet SB/55-10. Canberra: Austral. Gov. Publ. Serv., 1976. 19 p.
- Tsuchiya T., Hoe Soeng Gi, Uchiyama K., Mori H.* A study of the Usumine-Sengosawa structural belt in the Abukuma Plateau, Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV.* 1980. Vol. 19, N 3. 321—355.
- Van der Wegen G.* Metamorphic rocks in West Irian // *Sci. Geol.* 1971. Vol. 1. 16 p.
- Watanabe J.* Petrofabric analysis on the basement complex of the Southern Abukuma Plateau, Japan // *Pacif. Geol.* 1971. N 3. P. 67—93.
- Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N.* Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // *Island Arcs, deep-sea Trenches and Back-Arc Basins.* Wash.: AGU, 1977. Vol. 1. P. 137—161.
- Weyl R.* *Geology of Central America.* Berlin, 1980. 371 p.
- Weissel J.K., Waits A.B.* Tectonic comple-

xities in the South Fiji marginal basin // *Earth Planet. and Sci. Lett.* 1975. Vol. 28, N 1. P. 121—126.

*Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 62, N 2. P. 129—139.

*Wells R.E., Engebretson D.C., Snively B.D., Coe R.S.* Cenozoic plate motions and the volcanotectonic evolution of western Oregon and Washington // *Tectonics*. 1984. Vol. 3, N 2. P. 275—294.

*Wilson F.H., Smith J.G., Shew N.* Review of radiometric data from the Yukon Crystalline Terrane, Alaska and Yukon Territory // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22, N 4. P. 525—537.

*Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene rela-

tion in simple and complex systems // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 62, N 2. P. 109—124.

*Yen T.P.* Geological outline and geohistory of Taiwan // *Mar. Sci. Month.* 1977. Vol. 9, N 8. P. 12—21.

*Yen T.P.* The Mesozoic formation in the Ryukyus-Taiwan-Philippine region // *Proc. Geol. Soc. China*. 1982. N 25. P. 111—122.

*Yoshii T., Ludwig W.J., Den N., Murauchi S.* Structure of Southwest Japan margin off Shikoku // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, N 14. P. 2517—2525.

*Yuasa M., Watanabe T.* Pre-Cenozoic metamorphic rocks from the Daito Ridge in the northern Philippine Sea // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 6. P. 241—251.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| ВВЕДЕНИЕ.....  | 3   |
| <b>Глава 1</b>   |     |
| ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН.<br>ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТИПЫ ФУНДАМЕНТА.....                     | 5   |
| <b>Глава 2</b>   |     |
| ОКЕАНИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ.....  | 14  |
| Океаническая кора океанского обрамления.....   | 14  |
| Океанический фундамент окраинных систем.....   | 18  |
| Океанический фундамент вулканических дуг. Проблема островодужных офиолитов.....                                  | 19  |
| Фундамент отчлененных тыловодужных впадин.....   | 34  |
| Фундамент новообразованных тыловодужных впадин. Критерии распознавания и расчленения тыловодужных базальтов..... | 37  |
| Общие особенности эпокееанических окраинных систем.....  | 50  |
| <b>Глава 3</b>   |     |
| КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МАФИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНО-ТИХО-ОКЕАНСКИХ СТРУКТУР.....  | 53  |
| Мафическая кора в материковом обрамлении.....  | 54  |
| Корякская складчатая система.....  | 54  |
| Монголо-Охотская складчатая система.....   | 59  |
| Западно-Сихотэалинская складчатая зона.....  | 62  |
| Мафический фундамент окраинных систем.....   | 64  |
| Камчатско-Алеутский блок.....  | 64  |
| Хоккайдо-Сахалинский блок.....   | 86  |
| Японо-Бородинский блок.....  | 89  |
| Япский блок.....   | 93  |
| Филиппинский блок.....   | 94  |
| Бирма-Никобарский блок.....  | 96  |
| Яванский блок.....   | 97  |
| Молуккско-Меланезийский блок.....  | 98  |
| Чатем-Новозеландский блок.....   | 102 |
| Происхождение мафической коры.....   | 103 |
| <b>Глава 4</b>   |     |
| КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СИАЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНО-ТИХО-ОКЕАНСКИХ СТРУКТУР.....                                       | 108 |
| Сиалическая кора материкового обрамления.....  | 108 |
| Сиалический фундамент окраинных систем.....  | 112 |
| Охотско-Камчатский блок.....   | 112 |
| Курильский блок.....   | 140 |
| Японский блок.....   | 148 |
| Восточно-Китайский блок.....   | 154 |
| Суматра-Калимантанский блок.....   | 156 |
| Сулавеси-Тиморский блок.....   | 158 |
| Сула-Новогвинейский блок.....  | 159 |
| Лорд-Хау-Новозеландский блок.....  | 161 |
| Блок Кэмпбелл.....   | 164 |
| Происхождение и эволюция сиалического фундамента.....  | 164 |
| <b>Глава 5</b>   |     |
| ФУНДАМЕНТ ВОСТОЧНОТИХООКЕАНСКИХ ОКРАИН.....  | 167 |
| Антарктический сегмент.....  | 167 |
| Южно-Американский сегмент.....   | 169 |
| Центральноамериканский сегмент.....  | 175 |
| Северо-Американский сегмент.....   | 176 |
| Общие особенности фундамента восточнотихоокеанских окраин.....   | 186 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....  | 187 |
| ЛИТЕРАТУРА.....  | 196 |

2р. 40 к.

4797