

Ю. В. ЧУДИНОВ

**Геология
активных
океанических
окраин
и глобальная
тектоника**

Ю. В. ЧУДИНОВ

**Геология
активных
океанических
окраин
и глобальная
тектоника**

4776



МОСКВА „НЕДРА” 1985



Чудинов Ю. В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника.— М.: Недра, 1985. 248 с., ил.

Обосновывается взгляд о ведущем значении в развитии активных окраинных областей выдвигания океанического крыла сейсмофокальных зон в сторону океана (эдукции). Обсуждается интерпретация сейсмологических и гравиметрических данных с этой точки зрения, а также возникновение и развитие окраинных геосинклиналей и островных дуг. Приводятся конкретные материалы по геологическому строению Северо-Востока СССР и других областей. Рассматриваются металлогенические следствия эдукционного процесса и его роль в глобальном развитии Земли.

Для геологов, занимающихся вопросами региональной геологии, тектоники и металлогении.

Ил. 48, список лит.— 120 назв.

Рецензент *Г. Б. Удинцев*, д-р геогр. наук (Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта)

Ключевым вопросом для понимания геологических процессов, происходящих в Тихом океане и на всей Земле в целом, автору представляется вопрос о направлении движений в глубинных сейсмофокальных окраинно-океанических зонах (зонах Бенъофа — Заварицкого). В настоящее время широкое распространение получила гипотеза о происходящем в этих зонах взаимном пододвигании плит — процессе, называемом субдукцией. Некоторыми исследователями высказывается иное мнение — об отсутствии крупных однонаправленных движений по этим зонам: сейсмофокальные зоны рассматриваются как место разрядки напряжений, вызывающих беспорядочные разнонаправленные смещения; предложена также концепция, согласно которой сейсмофокальные зоны служат проводниками глубинной энергии, распространяющейся к земной поверхности (тектоноферами). Согласно принимаемой автором точке зрения, господствующая роль в глубинных сейсмофокальных зонах принадлежит выдвиганию из глубины к поверхности их всяческого океанического крыла, т. е. движениям, обратным субдукции; по аналогии с существующими терминами этот процесс назван эдукцией (от латинского *educio* — выводить).

Цель настоящей работы состоит в доказательстве реальности эдукционного процесса. Автором использованы данные геофизических исследований сейсмофокальных зон, материалы по строению и истории геологического развития Северо-Востока СССР и других областей, материалы глубоководного бурения. В книге рассматривается приложение эдукционной точки зрения к вопросам глобального тектонического развития Земли.

Значительное место уделено критическому рассмотрению субдукционных взглядов — обязательной составной части новой глобальной тектоники, или гипотезы плит («тектоники плит»). Как известно, сущность этой гипотезы состоит в предположении, что расширение океанов, вызываемое спредингом срединноокеанических хребтов, компенсируется погружением излишков литосферы в зонах субдукции; компенсация расширения субдукцией обеспечивает неизменность размеров Земли. Явление субдукции так же важно для гипотезы плит, как спрединг, однако следует отметить, что в работах сторонников новой глобальной тектоники обсуждение вопросов субдукции занимает непропорционально мало места по сравнению с данными о спрединге. Эту диспропорцию можно объяснить: явление спрединга доказывалось разнообразными и постоянно пополняющимися геологи-

ческими и геофизическими материалами, в то время как представления о субдукции обосновываются косвенным истолкованием геофизических данных и спорными умозрительными заключениями. Свидетельства в пользу спрединга с подробным изложением фактического материала в ряде случаев используются как основное доказательство правоты гипотезы тектоники плит в целом. Такая постановка вопроса, безусловно, неправильна; тем более безосновательно встречающееся иногда утверждение, что реальность спрединга подтверждает существование субдукции. Несомненно, и это уже неоднократно высказывалось, что субдукционная гипотеза составляет наиболее слабое звено построений новой глобальной тектоники.

Характерно, что приложение субдукционной гипотезы к геологическим материалам не ведет к детализации существующих представлений и уточнению геологической истории. Полностью отсутствуют публикации, в которых на субдукционной основе рассматривалось бы конкретное развитие отдельных регионов. Графические иллюстрации при этом обычно представлены мелко-масштабными схемами с условными границами.

Вполне очевидно, что от решения вопроса о направлении движений в глубинных сейсмофокальных зонах в пользу эдукционной или субдукционной точки зрения зависит понимание глобальных тектонических процессов. Признание субдукции позволяет считать размеры Земли постоянными или слабо изменяющимися. Эдукция ведет к выдвиганию океанического дна, т. е. наращиванию его дополнительно к спредингу. Этот процесс едва ли возможен без значительного увеличения размеров Земли.

Выбор между субдукционным и эдукционным направлением движений имеет также практические следствия. Над современными и ископаемыми сейсмофокальными зонами располагаются крупнейшие пояса эндогенных месторождений, содержащих основные запасы разнообразных металлов. Эдукционная и субдукционная точки зрения обуславливают резко различное объяснение происхождения этих поясов.

Основной источник рудного вещества с точки зрения субдукции — погруженные на глубину океаническая кора и перекрывающие ее осадки — аналоги современной коры и осадков; последние, как известно, не несут во многих случаях повышенных содержаний рудных компонентов, а некоторые металлы, характерные для окраинных рудных поясов, например висмут, ртуть и сурьму, вообще редко содержат. При субдукции для рудного процесса, как и для других явлений тектоно-магматической активизации в надсейсмофокальной области, приходится предполагать поступление минимально необходимого для теоретических объяснений количества тепла. «Голодный паек» расхода тепловой энергии диктуется трудностями, испытываемыми субдукционной гипотезой при объяснении источников тепла.

С точки зрения эдукции источник рудного вещества — глубинный материал, начинающий движение у основания верхней ман-

тии и постепенно перемещающийся вверх вплоть до выхода на земную поверхность. Несомненно, что это первоначально слабо дифференцированный материал, способный содержать большое количество компонентов, несвойственных поверхностным частям литосферы. Вместе с механическим перемещением масс с глубины нескольких сотен километров в верхние части мантии и кору в этом случае привносятся запасы тепла, значительно превышающие те, которые допускаются в привычных геологических построениях. При этом в рудообразовании могут играть значительно большую роль, чем обычно предполагается, флюидная и газовая формы переноса рудного вещества.

Глава I

СЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ

В течение последних десятилетий глубинная геология, выясняющая строение не только земной коры, но и верхней мантии, привлекает все большее внимание. Развитие этого направления привело к ряду достижений. Одним из главных является разработанное А. В. Пейве учение о глубинных разломах, в корне изменившее практику геологического картирования и поисков в Советском Союзе.

Проблеме глубинных разломов некоторыми исследователями придавался, однако, односторонний характер. Глубинные разломы воспринимались в этом случае как самостоятельные, автономные структуры, определяющие ход осадконакопления, магматизма и других процессов, вне связи с составом и строением разделяемых ими глубинных блоков. Отражением подобных взглядов явились тектонические схемы, на которых глубинные разломы показывались в поле однородной закрашки, т. е. без анализа особенностей разделяемых ими крыльев, или даже просто в виде сетки на незакрашенном фоне.

Между тем, начиная с первых работ, посвященных глубинным разломам (1945 и последующие годы), А. В. Пейве рассматривал их в качестве границ глубинных структур, уходящих в мантию. Именно таким образом трактовалось, в частности, взаимоотношение глубинных разломов и глубинных структур в районе первоначального их выделения на восточном склоне Урала [51]. В вышедшей в 1954 г. статье о развитии Чу-Илийской геосинклинали А. В. Пейве отмечал: «Изучая геологическое строение орогенов только геологическими методами, без использования геофизических данных, уже можно было получить хотя и косвенные, но совершенно определенные предположения об участии в тектонических движениях оболочек литосферы, лежащих на глубинах, измеряющихся многими сотнями километров» [52, с. 107]. Несомненно, что и в настоящее время успехи глубинной геологии продолжают определяться выявлением единых коромантийных литосферных структур, разделенных глубинными разломами.

С начала разработки представлений о глубинных разломах последние отождествлялись с современными сейсмофокальными зонами, на что указывали А. В. Пейве и Н. С. Шатский. В настоящее время, однако, в понятие глубинных разломов включается значительно более широкий ряд структур, в который входят также тектонические границы континентальной и океаниче-

ской коры неактивного (подобного современному атлантическому) типа, сутурные границы, получаемые путем сближения разнородных блоков (сопровождавшегося раздавливанием и выжиманием к поверхности и на глубину материала разделявших их ранее структур), и просто крупные разломы, особенно если установлена или предполагается приуроченность к ним интрузивных образований любого состава, в особенности же тел гипербазитов. Тектонические границы, сопровождающие современные сейсмофокальные зоны и их палеоаналоги, таким образом, должны выделяться из общей группы глубинных разломов как особая разновидность наиболее крупного порядка. Следует подчеркнуть, что они, как и другие разновидности глубинных разломов, не являются разломами в распространенном геологическом смысле, т. е. поверхностями тектонических смещений в относительно однородной среде. Как показывают разнообразные данные, они являются ограничением глубинных тектонических структур, сложенных веществом различного состава и, видимо, находящимся (в некоторых случаях) в различном физическом состоянии [15, 86 и др.]. Следует полагать, что эти ограничения могли возникнуть лишь одновременно с разделяемыми им структурами. Среди известных на поверхности Земли разделов они являются наиболее глубинными. Рассмотрению их природы посвящена значительная часть предлагаемой работы и настоящий раздел в частности.

Следует отметить влияние, оказанное на развитие глубинной геологии концепцией новой глобальной тектоники, разрабатываемой с конца 60-х годов. Гипотеза существования и движения плит (гипотеза плит), лежащая в основе этой концепции, подвергается справедливой критике. Многие недостатки гипотезы плит, как представляется автору, вызваны тем, что ее создатели, в основном геофизики, слишком абстрактно воспринимали сведения геологического характера. Одним из следствий отрыва от конкретного геологического материала явилось включение в гипотезу плит противоречащего такому материалу представления о субдукции. Однако участие в создании новой тектонической концепции геофизиков имело то следствие, что при ее разработке были использованы современные геофизические материалы, недостаточно известные геологам и слабо использовавшиеся ими в геологической теории. Разработка геофизической в своей основе модели плит показала неспособность традиционной геологической теории противостоять глобальным построениям, использующим принципиально новый геофизический материал.

Наибольшее нарушение порядка в устоявшиеся геологические взгляды было внесено представлением об океаническом спрединге. К настоящему времени оно развилось в стройную теорию, в которой достигнуто прекрасное согласование результатов геологических и геофизических исследований. Следует отметить, однако, что теория океанического спрединга, развивавшаяся с начала 60-х годов [17, 79 и др.], ко времени возникновения новой глобальной тектоники — гипотезы движений литосферных плит — была

в основных чертах разработана и не является порождением последней, как иногда утверждают; напротив, сама гипотеза плит возникла как попытка увязать уже созданную теорию океанического спрединга с представлением о постоянном размере Земли [38, 46]. Теория разрастания океанического дна привела к постановке вопроса о совершенно иных происхождении и глубинном строении океанических пространств по сравнению с континентальными.

Другим новым положением, широко использованным в новой глобальной тектонике, явилась замена представления о земной коре как основной оболочке, определяющей главные свойства материковых и океанических структур, понятием литосферы. В геологии утвердилось мнение, что такая земная кора мощностью всего в несколько десятков километров ограничена снизу устанавливаемой геофизически поверхностью Мохоровичича: последняя, таким образом, представляет собой самую важную геологическую и геофизическую границу. Согласно схеме, принятой в новой глобальной тектонике, океаническая литосфера имеет мощность в десятки (до 100) километров, а континентальная — в несколько сотен километров. Ряд сторонников новой глобальной тектоники приняли положение, впервые высказанное, видимо, Г. Беньофом [15, 16], о том, что мощность консолидированной континентальной литосферы определяется распространением глубокофокусных землетрясений в окраинно-океанических сейсмофокальных зонах, т. е. составляет 600—700 км. Соответствующие определения мощностей литосферы используются в новой глобальной тектонике для обоснования ее тезиса о жесткости плит. Представления об абсолютной жесткости плит с успехом оспариваются, в особенности в отношении способности к передаче без деформаций любых усилий сравнительно тонкой океанической литосферой. Однако само представление о большой и резко различной мощности литосферы над континентальными и океаническими площадями опирается на современные геофизические материалы: данные о величинах и скоростях сейсмических волн, расчеты температур мантии под континентами и океанами, увязанные с геофизическими петрологическими модели [24, 45, 55 и др.]. Эти данные, в значительной части введенные в геологический обиход новой глобальной тектоникой и защищаемые ею, подводят к вопросу о существовании единых коро-мантийных структур разной глубинности под континентами и океанами. В еще большей мере очевидно, что физическое состояние, состав и происхождение верхней мантии под континентами и океанами должны резко различаться: верхняя мантия, если понимать под ней вещество, находящееся между земной корой и уровнем 700—1000 км, под океанами подстилает литосферу, а под континентами в значительной их части входит в ее состав. Попытки выделения единых оболочек — коры, верхней мантии, астеносферы, — а также разделяющих их границ для Земли в целом выглядят с этой точки зрения несостоятельными.

Этот необходимый вывод не всегда принимается, однако, во внимание даже сторонниками новой глобальной тектоники. На составляемых ими геофизических разрезах нередко можно видеть одну и ту же расшифровку геофизических параметров в соприкасающихся участках верхней мантии под континентами и океанами. Тем более подобный подход применяется при интерпретации геофизических данных, проводимых вне увязок с глобальными представлениями, т. е. наиболее распространенной. В практике геофизических работ большей частью принимаются во внимание и связываются с приповерхностными геологическими процессами (в том числе рудообразованием) только данные, относящиеся к оболочке над поверхностью Мохоровичича. Рельеф поверхности Мохоровичича, мощности базальтового и гранитного слоев считаются при этом основными факторами, определяющими течение геологических процессов: влияние на них верхней мантии если допускается, то лишь для самой верхней ее части, непосредственно подстилающей поверхность Мохоровичича. Тем самым принимается, что геологически «действующим» является только тонкий слой литосферы, располагающийся над границей Мохоровичича, а массы, находящиеся глубже нескольких десятков километров, в геологических событиях не участвуют. Безусловно, такой подход противоречит данным о существовании, в частности, под континентами глубинных структур с мощностью в сотни километров, т. е. на порядок большей.

По-видимому, нуждаются в пересмотре и представления об универсальности границы Мохоровичича. Допускаемые условности в проведении границы Мохоровичича и существование постепенных переходов между корой и мантией освещены во многих работах [24, 45 и др.]. Рядом авторов высказано мнение о различной природе этой границы в океанических, горно-складчатых и платформенных областях, где соответствующая ей сейсмическая поверхность (или зона) характеризуется различными величинами скорости сейсмических волн, их градиентом, мощностью и т. д. В гл. VII приводятся соображения о трех существующих генетических типах земной литосферы; в каждом из них геофизические границы, объединяемые под названием раздела Мохоровичича, вероятно, имеют различную природу.

Необходимо подчеркнуть, что при рассмотрении крупных частей земной литосферы, в первую очередь континентальных, следует принимать во внимание участие в их строении консолидированных структурных элементов, охватывающих не только земную кору, но и значительную часть или всю верхнюю мантию. Соответственно граница Мохоровичича в этих структурах играет роль внутренней, следовательно, подчиненной границы, как бы ни было велико ее значение для близповерхностных уровней.

СЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Активные границы континентов и океанов, сопровождаемые приокеаническими горными цепями, островными дугами, вулканическим «огненным кольцом» и поясами наиболее интенсивных землетрясений, давно привлекают внимание геологов. Однако важнейшая особенность их глубинного строения — распространение под ними наклоненных от океана в сторону континента зон размещения очагов землетрясений, уходящих на глубину нескольких сотен километров — стала выявляться лишь к 30-м годам нашего столетия. В 20-е годы было впервые установлено существование глубокофокусных землетрясений с очагами, расположенными на глубинах до 700 км. Их изучение показало, что они приурочены главным образом, а глубже 200—300 км исключительно, к обрамлению Тихого океана и Зондской дуге на северо-востоке Индийского океана. В наиболее детально исследованном к началу 30-х годов районе Японской островной дуги (К. Вадати) было выявлено последовательное увеличение наибольшей глубины землетрясений по мере продвижения от континента к океану. В 1936 г. С. Виссер предположил существование единых наклонных поверхностей, погружающихся от океанов к континентам, сопровождающихся очагами глубокофокусных землетрясений. Эта трактовка сейсмологических материалов была на первых порах встречена критически (в частности, такими авторитетными сейсмологами, как Б. Гутенберг и Ч. Рихтер). Дальнейшие исследования устранили сомнения в существовании единых наклонных зон, заключающих глубокофокусные землетрясения, хотя форма этих зон оказалась более сложной, чем плоский объем, отвечающий определенной поверхности.

В Советском Союзе сведения об окраинно-океанических сейсмофокальных зонах стали широко известны после выхода в свет в 1946 г. статей А. Н. Заварицкого [26] и Н. С. Шатского [86]. Доклад, прочитанный на первой послевоенной сессии Отделения геолого-географических наук АН СССР, А. Н. Заварицким был посвящен обзору материалов о существовании сейсмофокальных зон и назывался «Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях, Н. С. Шатским — вопросам происхождения сейсмофокальных зон и их несовместимости с представлением о дрейфе материков по А. Вегенеру».

В 50-е годы внимание к сейсмофокальным зонам было привлечено серией статей Г. Беньофа [15, 16, 95 и 96], в которых обсуждались распространение, морфология, происхождение сейсмофокальных зон и направление движений по ним. Относительно последнего Г. Беньоф высказывал разные мнения (о чем говорится ниже).

К настоящему времени накоплен обширный материал, освещающий строение сейсмофокальных зон. Основные сведения о них получены с помощью сейсмологии, которой принадлежит само их открытие. Это, в первую очередь, данные о размещении очагов

землетрясений и их количестве. Сильные землетрясения, происходящие в сейсмофокальных зонах, улавливаются всеми сейсмическими станциями мира. Для записи слабых, наиболее многочисленных землетрясений определенной области требуются специальная сеть станций; частота таких землетрясений, происходящих практически непрерывно, создает возможность получать большое число определений в сравнительно короткие сроки. Положение очагов землетрясений позволяет установить распространение, размеры и форму сейсмофокальных зон.

Широко применяются методы определений пространственной ориентировки вызывающих землетрясения напряжений и направлений смещений по разрывам, предполагаемым в очагах землетрясений. Результаты этих определений менее однозначны, чем данные о размещении очагов землетрясений. На некоторых предпосылках этих определений мы несколько подробнее остановимся ниже. Здесь отметим, что представление о природе и направлении действующих в очаге землетрясения напряжений зависит от выбора модели механизма, вызывающего землетрясение, которых предложено несколько. В зависимости от выбора модели принимаемое направление векторов действующих напряжений может отличаться на 45° . Еще более неопределенными являются выводы о направлении действия тектонических сил. Так, при выборе наиболее распространенной модели, исходящей из существования в очаге землетрясения трехосного эллипсоида напряжений, в большинстве случаев нельзя установить с определенностью, вызвана наблюдаемая деформация непосредственным действием сил сжатия или растяжения. Важный для геолога вывод о направлении смещений в очагах землетрясений, если не используется специальная и не всегда применимая методика, получается двойким: согласно теории, смещения по двум косым сечениям эллипсоида напряжений равновероятны, и заключение о том, по какой из этих плоскостей произошло фактическое смещение приходится делать без строгого обоснования, исходя из косвенных соображений. Эти обстоятельства в ряде случаев не учитываются при геологической интерпретации геофизических данных.

Дополнением к собственно сейсмологическим исследованиям могут служить непосредственные наблюдения за проявленными на поверхности смещениями при землетрясениях. Возможности таких наблюдений, однако, не часты, хотя обобщение их представляет несомненный интерес. Для сейсмофокальных зон в целом обобщения, по-видимому, отсутствуют, но существуют работы по землетрясениям отдельных районов или определенным их группам (например, в работах Л. М. Балакиной уделено значительное внимание цунамигенным землетрясениям) [8 и др.].

Ряд данных о строении и физических свойствах сейсмофокальных зон и прилежащих объемов коры и мантии получаются путем определения скоростей прохождения в них сейсмических волн, а также способности различных участков коры и мантии проводить сейсмические волны без поглощения (называемой сей-

смической добротностью). Этими способами получены сведения о значительной неоднородности вещества в области сейсмофокальных зон, в частности о распространении масс с низкой добротностью в обоих их крыльях, особенно висячем, и наличии пластообразной зоны с резко повышенной добротностью, близкой по своему положению к сейсмофокальной зоне. При более детальном изучении обнаруживаются значительные неоднородности и внутри этих областей.

С помощью сейсмологических методов получены основные сведения как о факте существования, так и о размерах и форме сейсмофокальных зон; однако вопрос о характере и направлении тектонических движений в сейсмофокальных зонах ими не решается.

Важнейшие сведения о сейсмофокальных зонах получены с помощью гравиметрических исследований. Они устанавливают существование в районе выхода сейсмофокальных зон на поверхность резко проявленных, наиболее крупных из известных на Земле, гравитационных линейных аномалий, свидетельствующих о нарушениях в местах существования сейсмофокальных зон изостатического равновесия и, следовательно, о постоянно протекающих здесь тектонических движениях, приводящих к таким нарушениям. Направление этих движений гравиметрическими данными также не определяется.

Магнитометрические методы в исследовании сейсмофокальных зон пока не играют такой видной роли, как сейсмологические и гравиметрические. На внешней стороне современных глубоководных желобов иногда обнаруживаются, иногда и не обнаруживаются магнитные аномалии полосового типа. Как правило, они имеют менее выдержанный характер по сравнению с полосовыми аномалиями спрединговых площадей. Расположение их по отношению к простиранию желобов и сейсмофокальных зон как косое, так и субпараллельное. Интерпретируются они обычно как спрединговые аномалии, перемещенные к желобам и не связанные по своему происхождению с сейсмофокальными зонами (что не бесспорно).

С геологической точки зрения сведения о сейсмофокальных зонах можно будет считать достаточно полными лишь тогда, когда будет понятна их природа как тектонических структур, т. е. расположение и размеры поверхностей тектонических перемещений свойства разделяемых ими структур и направление и амплитуда перемещений. Вопрос о направлении перемещений особенно важен, так как определяет принципиальное понимание происходящих в связи с сейсмофокальными зонами процессов. Возможности решения его геофизическими методами, как видно из сказанного, ограничены и не ведут к очевидному ответу. Нельзя сомневаться, однако, что такой ответ может быть получен с помощью геологических методов. Все обстоятельства свидетельствуют, что тектонические перемещения, связанные с сейсмофокальными зонами, являются крупными и, следовательно, они должны оставлять ясные следы в сопровождающих сейсмофокальные зоны геологиче-

ских образованиях. Изучение этих следов может проводиться двумя путями. Первый состоит в изучении древних геосинклиналей, развитие которых было связано с палеосейсмофокальными зонами (в качестве примера можно указать Корякскую геосинклинали на Северо-Востоке СССР, материалы по геологической истории которой рассматриваются в гл. IV); второй — заключается в использовании материалов по глубоководному бурению дна современных океанов вблизи мест выхода на поверхность современных сейсмофокальных зон (т. е. вблизи современных глубоководных желобов).

Распространение. Глубинные сейсмофокальные зоны на земной поверхности пользуются широким, но неравномерным распространением (рис. 1). Как правило, выходы их сопровождаются глубоководными окраинно-океаническими желобами, которые, таким образом, являются указанием на существование сейсмофокальных зон. Более всего сейсмофокальные зоны развиты в обрамлении Тихого океана, охватывая примерно $\frac{2}{3}$ его периметра. Начиная от островной дуги Кермадек—Тонга в юго-западной части Тихого океана сейсмофокальные зоны непрерывной цепью протягиваются вдоль западного и северо-западного его обрамления до места сочленения Алеутской островной дуги с Североамериканским континентом, почти на половину окружности океана. Места выхода сейсмофокальных зон на земную поверхность отмечены цепью глубоководных желобов: за желобами в сторону континента здесь располагаются цепи островных дуг — «гирлянды» запада и северо-запада Тихого океана, и за ними — обширные окраинные моря (Фиджи, Коралловое, Филиппинское, Берингово и др.). Сейсмофокальные зоны наклонены, как правило, от океана в сторону окружающих континентов, и, таким образом, островные дуги вместе с находящимися за ними окраинными морями располагаются над ними. Филиппинское море окаймлено сейсмофокальными зонами и сопровождающими их глубоководными желобами с двух сторон: первая (внешняя) сейсмофокальная зона выходит на поверхность в области Марианского желоба и Марианской островной дуги, вторая — вдоль западной границы моря, отмеченной Филиппинским желобом и Филиппинскими островами — дугой Рюкю (Нансей). Обе сейсмофокальные зоны наклонены в одну сторону, на запад: таким образом, глубинная структура Филиппинского моря, заключенная между двумя субпараллельными наклонными сейсмофокальными зонами, а также другие глубинные структуры рассматриваемой части Тихого океана, определяемые положением наклоненных в одну сторону сейсмофокальных зон, являются отчетливо асимметричными.

Существуют и отклонения в направлениях погружения сейсмофокальных зон от отмеченного правила. Они относятся к области между Новой Гвинеей и дугой Тонга, протяженность которой примерно равна протяженности Филиппинского моря с его системой двух наклоненных в одну сторону сейсмофокальных зон. Между островами Новая Гвинея и Тонга существуют также две

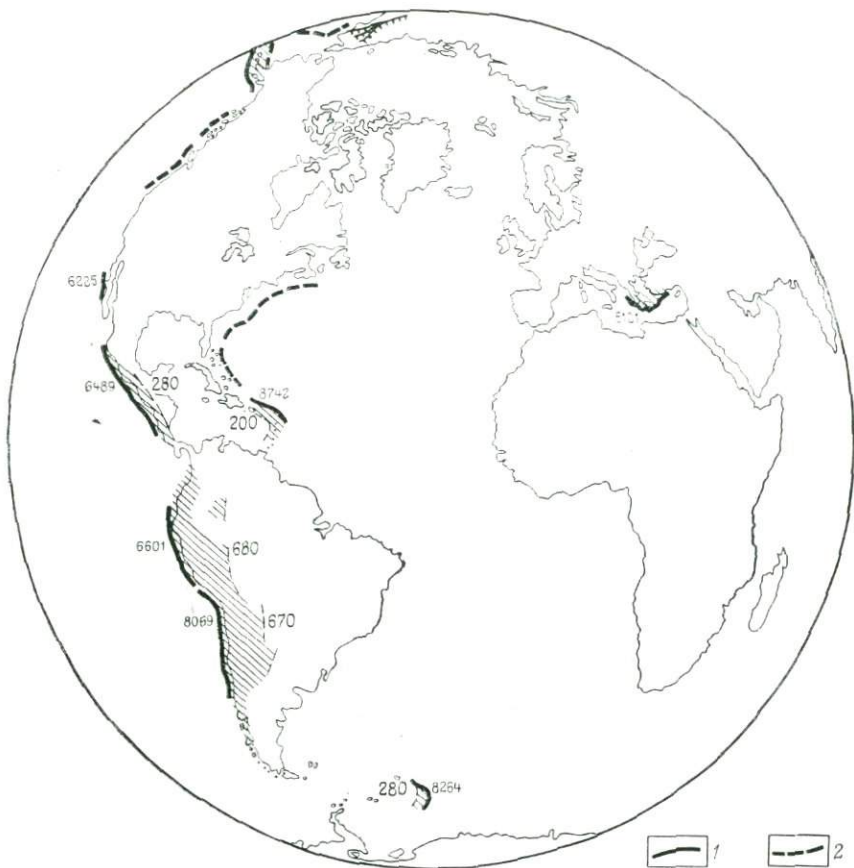
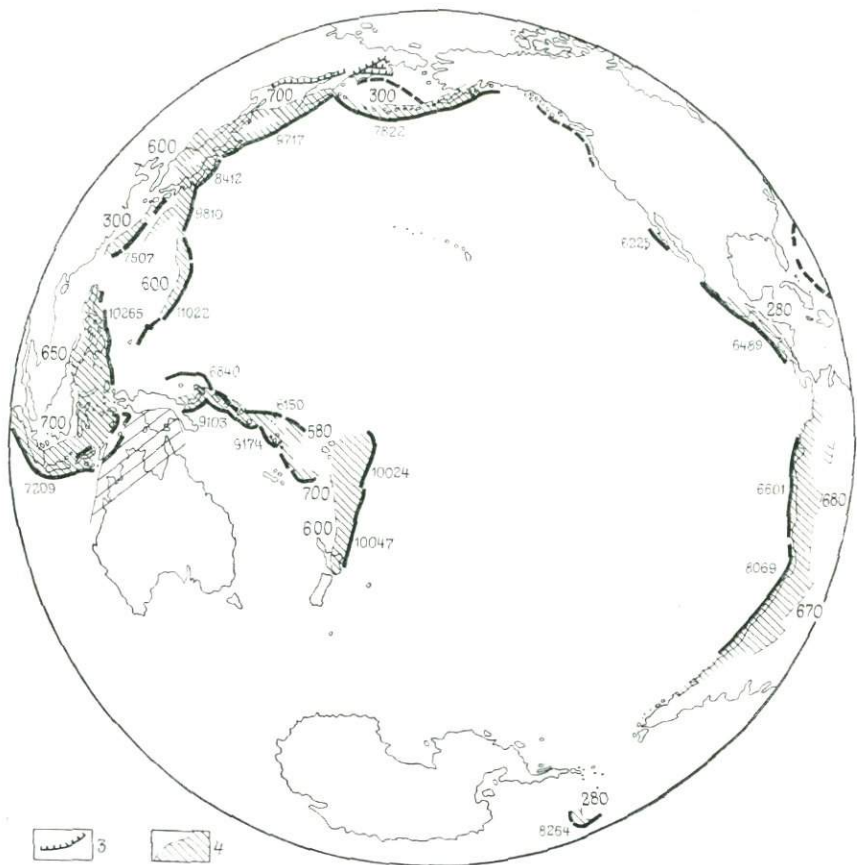


Рис. 1. Сейсмофо

1 — глубоководные окраинно-океанические желобов, выраженные в современном рельефе; желобов в мезо-кайнозойских складчатых областях Тихоокеанского обрамления; 2 — значения — максимальные глубины сейсмофокальных зон.

субпараллельные цепи желобов и сопровождающих их сейсмофокальных зон, северная из которых, правда, прерывиста. Эти цепи замечательны тем, что падение субпараллельных сейсмофокальных зон в них не одностороннее, как в структуре Филиппинского моря, а встречное. Сейсмофокальные зоны северной цепи имеют соответствующее большинству других зон падение от океана к континенту (юго-западное), но они, как отмечено, хуже выражены: значительно более отчетливые сейсмофокальные зоны южной (юго-западной) цепи наклонены от Австралийского континента к Тихому океану (на северо-запад), т. е. в обратном обычному направлении. Между этими двумя наклоненными навстречу друг другу сейсмофокальными зонами расположены острова архипелага Бисмарка (Новая Британия и др.), Соломоновы и Новые



кальные зоны

2 — желоба, захороненные под мезо-кайнозойскими осадками; 3 — местоположение палеошарды проекций на земную поверхность современных сейсмофокальных зон (цифры: трех- в км; четырех- и пятизначные — желобов, в м)

Гбриды. Встречное падение сейсмофокальных зон (т. е. встречное пододвигание плит) на участке Новая Британия — Новые Гебриды с выходами их на поверхность, сближенными до 500—800 км, в особенности обратное падение южной цепи сейсмофокальных зон, доставляет много трудностей сторонникам субдукции. Попытки их преодоления заключаются в допущении аномальных условий столкновения плит.

Описанную островодужную часть тихоокеанского окружения можно назвать Кермадек-Алеутским сектором. Как видно из сказанного, он характеризуется развитием островных дуг, окраинных морей и существованием усложненных сдвоенных систем сейсмофокальных зон с односторонним и встречным их падением. Глубина проникновения сейсмофокальных зон и их наклон, определя-

мый расположением очагов землетрясений, в разных местах оказываются различными. Глубины 600—700 км достигают сейсмофокальные зоны в тылу дуги Тонга (южнее, под дугой Кермадек, глубина зоны уменьшается), под Филиппинской и Марианской дугами; 600—500 км — в тылу Японской, Курильской и Идзу-Бонинской дуг, в отдельных случаях также под Соломоновыми и Новогебридскими островами (на большинстве же участков меньше); под Алеутской дугой глубина сейсмофокальной зоны не превышает 250—300 км.

Наклон сейсмофокальной зоны под Марианской дугой составляет в среднем 70° , причем в нижней части, по существующим данным, он приближается к вертикальному; падения до 70 — 60° характеризуют значительные части сейсмофокальных зон под островами Филиппинскими, Кермадек и Новыми Гебридами. Под Курило-Камчатской дугой и Охотским морем сейсмофокальная зона имеет наклон порядка 50° , под Алеутской дугой и большей частью Японской дуги — 45° , на некоторых участках под Японскими островами и Японским морем — до 35° .

На восток от Кермадек-Алеутского сектора тихоокеанское обрамление представлено побережьем Северной Америки, где современные сейсмофокальные зоны прерываются. Однако в сравнительно недавнее геологическое время они здесь, по-видимому, существовали, о чем свидетельствуют захороненные осадками, но обнаруживаемые при сейсмических исследованиях желоба.

Новая цепь глубоководных желобов и наклоненных в сторону Американских континентов сейсмофокальных зон начинается в форме небольшого желоба у западного побережья п-ова Калифорния, протягивается вдоль побережья Центральной Америки и далее, после перерыва у Панамского перешейка, вдоль большей части побережья Южной Америки. Этот второй, характеризующийся развитием сейсмофокальных зон, сектор тихоокеанского обрамления может быть назван Калифорнийско-Южноамериканским. По протяженности он примерно в 1,5 раза короче Кермадек-Алеутского. На его окончаниях, в районе п-ова Калифорния и у Огненной Земли, сейсмофокальные зоны не выражены, но в центрально-американской части и вдоль остального побережья Южной Америки они выделяются чрезвычайно отчетливо. Сейсмофокальные зоны американского побережья построены проще, чем на противоположной стороне океана, они одинарны, т. е. сопрягаются друг с другом только по простиранию, и наклонены под континент. Глубина сейсмофокальной зоны под Центральной Америкой составляет 250—300 км при наклоне порядка 45° . Под южноамериканским побережьем единая сейсмофокальная зона, протягивающаяся от Южного Эквадора до архипелага Чонос на юге Чили (около 5 тыс. км — самая длинная сейсмофокальная зона на Земле), проникает на глубину 600—650 км. Ее наклон в ряде случаев оказывается более пологим в верхней части и более крутым в нижней. В значительной мере именно это обстоятельство послужило основанием для высказанного Г. Беньофом мнения об

общей для сейсмофокальных зон закономерности, заключающейся в более пологом их падении в верхней части и более крутом в нижней.

Перелом, по Г. Беньофу, происходит у границы распространения промежуточных землетрясений на глубине 300 км; для Южной Америки угол падения сейсмофокальной зоны в верхней части составляет 23° , и в нижней — $50-60^\circ$ [15]. Более поздние данные [32, 69] свидетельствуют, что изменение крутизны зоны происходит не везде и перелом там, где он может быть намечен, скорее находится на меньшей глубине и ближе к берегу.

Из сейсмофокальных зон, располагающихся вне окружения Тихого океана, наиболее крупной является зона под Зондской дугой, начинающаяся у Зондского желоба и погружающаяся под Индонезийский архипелаг. Глубина сейсмофокальной зоны достигает 700—720 км, общий наклон близок к 45° . Сейсмофокальная зона Зондского архипелага падает навстречу Филиппинской сейсмофокальной зоне; выходы их на поверхность, фиксируемые соответствующими глубоководными желобами, сближаются по направлению на юго-восток до расстояния в 2 тыс. км, а линии основания, отмеченные наиболее глубокими землетрясениями, — до тыс. км. По существу, Зондская и Филиппинская сейсмофокальные зоны образуют систему из двух падающих навстречу друг другу зон, подобно тому как это имеет место по обе стороны Новой Британии, Соломоновых островов и Новых Гебрид; при этом одна система может считаться продолжением другой, если принять, что центральная часть первоначально непрерывной мегаструктуры, ограниченной падающими навстречу друг другу сейсмофокальными зонами, была деформирована и уничтожена при перемещении к северу Австралийского материка, приведшем к возникновению складчатой структуры Новой Гвинеи*. Если высказанное предположение правильно, Тонга-Индонезийская глубинная мегаструктура, протягивавшаяся от впадины Тонга и Новых Гебрид до Индонезии и сливавшаяся там с континентом Азии, существовала еще в начале кайнозоя. Деформацией такой мегаструктуры могут быть объяснены форма и происхождение ряда обрывочных изогнутых желобов и сопровождающих их зон глубоководных землетрясений по обе стороны Новой Гвинеи (в море Банда и у о-ва Новая Британия). Впрочем независимо от существования единой структуры, встречное падение Зондской и Филиппинской сейсмофокальных зон создает для субдукционных воззрений те же трудности, что и в районе Новых Гебрид.

В какой-то мере повторяет обстановку Индонезийского региона расположение сейсмофокальных зон в районе Карибского бассейна. К западу от него за сравнительно узкой перемычкой Центрально-Американского перешейка располагается упоминавшаяся Центрально-Американская сейсмофокальная зона; на востоке

* Перемещение такого рода принимается во всех реконструкциях, рассматривающих дрейф континентов.

к северной части Антильской дуги примыкает Пуэрториканский желоб с сопровождающей его наклоненной на юг сейсмофокальной зоной; последняя уходит на глубину 200—300 км и продолжается на юг, повторяя изгиб Антильской дуги. Пуэрториканско-Антильская сейсмофокальная зона, таким образом, подобно Зондской сейсмофокальной зоне, появляется на границе соседствующего с Тихим океаном (в данном случае Атлантического) в месте, где оба океана наиболее сближены и разделены перемычкой, вероятно, дезинтегрированной (испытавшей деструкцию) континентальной литосферы, фрагменты которой многократно чередуются с бассейнами океанического типа. В обоих случаях сейсмофокальные зоны, располагающиеся на границе Тихого и прилегающего океанов, имеют встречное падение.

Пуэрториканско-Антильская сейсмофокальная зона может быть остатком более древней и протяженной зоны, выходящей на поверхность вдоль атлантического побережья Северной Америки и северо-восточного склона Багамских островов. О существовании ее можно судить по остаткам захороненных желобов, протягивавшихся от подножья Багамских островов до Большой Ньюфаундлендской банки и обнаруживаемых сейсмическими исследованиями [23, 93].

Сейсмофокальная зона с глубинами землетрясений до 300 км сопровождает Южно-Сандвичевы острова (Южно-Антильскую островную дугу). Эта резко выпуклая к востоку островная дуга, морфологически сходная с Антильской дугой Карибского бассейна, сопровождается с восточной стороны соглано с ней изогнутым желобом, у которого начинается погружающаяся на восток (в сторону моря Скоша) упомянутая сейсмофокальная зона. Это вторая из существующих сравнительно малопротяженных (до 1000 км) современных сейсмофокальных зон, приуроченных к восточной окраине Атлантического океана.

Наконец, рассмотрим сейсмофокальные зоны в обрамлении Средиземного моря. Наиболее выдержанной и отчетливо выраженной среди них является зона, сопровождающая Эгейскую островную дугу и расположенный в ее фронте Эллинский желоб*. Сейсмофокальная зона наклонена здесь под островную дугу, на север и проникает на глубину до 250 км при наклоне около 45°. Протяженность ее по фронту около 800 км. Фрагмент крутопадающей сейсмофокальной зоны, возможно, существует на юге Италии у Мессинского пролива, где глубина очагов землетрясений достигает 400 км.

Как видно из описания, по соотношению с наиболее крупными элементами земного рельефа среди современных сейсмофокальных зон можно выявить два основных типа: располагающиеся под островными дугами (тип, наиболее распространенный в настоящее время), и под окраинной континента (в Калифорнийско-

* В последние годы в ряде работ стало употребляться явно ошибочное название «Гелленский желоб» (от англ. Hellenic).

Южноамериканском секторе обрамления Тихого океана). Островные дуги, как правило, сопровождаются морями окраинного типа, также располагающимися частично или полностью над сейсмофокальными зонами (полностью над сейсмофокальной зоной расположены Южно-Охотская впадина океанического типа и Японское море). Наиболее крутые падения сейсмофокальных зон отмечены под узкими островными дугами с низкостоящим (с поверхностью, в основном погруженной под уровень моря) основанием (Марианская, Тонга). Глубина сейсмофокальных зон существенно меняется и в какой-то мере, видимо, отражается на размерах островных дуг, прежде всего на их протяженности: наибольшие глубины связаны с протяженными дугами и наименьшие — со сравнительно короткими. В Калифорнийско-Южноамериканском секторе глубина проникновения сейсмофокальных зон, возможно, связана с шириной примыкающей части континента. Наибольшая глубина землетрясений устанавливается здесь в центральной части Южноамериканского континента, в пределах Северной Аргентины — Боливии — Западной Бразилии. Здесь отмечается и наиболее пологий (в целом) наклон сейсмофокальной зоны. Под Центральной Америкой, где ширина континента резко сужается, наблюдается наименьшая глубина сейсмофокальной зоны.

Характерным свойством островных дуг, сопровождающих сейсмофокальные зоны, несомненно отражающим морфологию последних, является выпуклость их в сторону океана. Кривизна этой выпуклости оказывается очень различной — от соотношения высоты дуги с ее хордой на поверхности Земли 1:10 для Курильской цепи до 1:3 — 1:2 и более в Марианской и обеих Антильских дугах. Установлено, что наблюдаемая выпуклость наиболее изогнутых дуг не может быть объяснена пересечением сейсмофокальных плоскостей с земной поверхностью, как это предполагалось некоторыми исследователями; выпуклость островных дуг, так же, как и сопровождающих их глубоководных желобов, свидетельствует о соответствующей выпуклой форме сопровождаемых сейсмофокальными зонами глубинных структур или их границ. Исключение в отношении выпуклости островных дуг составляют прямолинейные островная цепь и желоб Кермадек — Тонга. Линии выхода на поверхность сейсмофокальных зон в Калифорнийско-Южноамериканском секторе не подчинены определенной закономерности и в значительной части прямолинейны, хотя изгиб Анд и всей линии побережья у Перуанского желоба (против впадины Амазонки к востоку от Анд) может толковаться как изгиб, подобный островодужному. Некоторое изгибание в сторону Тихого океана свойственно и северной части Центрально-Американского желоба вместе с соответствующим ему побережьем.

Строение верхней части. Сейсмофокальные зоны выделяются на основании распространения очагов землетрясений и отвечают объемам, занимаемым этими очагами. Объемы эти весьма велики: так, некоторые сейсмофокальные зоны имеют ширину до 600 км

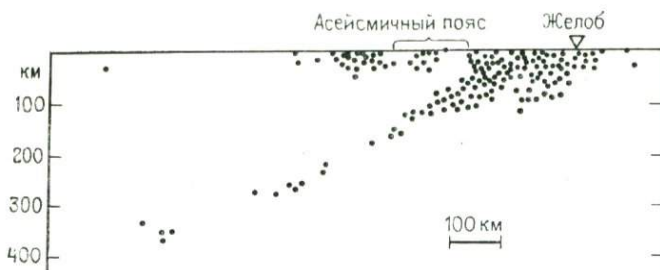


Рис. 2. Пластообразная сейсмофокальная зона под Японией. По Т. Йосии (1977 г.)

и более в верхней своей части; таким образом, сейсмофокальные зоны не могут отождествляться с какими-либо геологическими границами. Поскольку сейсмофокальные зоны охватывают крупные участки литосферы, они сами могут заключать несколько глубинных структур с их границами; или одну структуру, часть ее и т. д. Наибольшей ширины и сложности строения сейсмофокальные зоны достигают в их верхней части, располагающейся выше 300 км.

По форме поперечного сечения верхней части сейсмофокальных зон, по-видимому, может быть выделено три основных их типа, между которыми существуют постепенные переходы.

Первый тип сейсмофокальных зон обладает формой, приближающейся к пластообразной. Она характерна для ряда поперечных разрезов через Японскую островную дугу (рис. 2). Иногда на этих разрезах наблюдаются две параллельные полосы сгущения очагов землетрясений, как бы намечающие две параллельные плоскости (рис. 3). Данные по землетрясениям в Японии способствовали распространению представления о достаточно четкой пластообразной форме сейсмофокальных зон, поскольку Япония является классической страной их изучения. Однако, как видно из приводимых иллюстраций (см. рис. 2 и 3), в верхней части литосферы, выше 50 км, область распространения очагов землетрясений значительно расширяется, особенно в приповерхностной части, т. е. собственно в земной коре, до 450—600 км, причем это расширение происходит в сторону суши, и лишь незначительно в сторону океана (если принимать за границу суши и океана глубоководный желоб).

Второй тип сейсмофокальных зон можно видеть на Камчатке и в некоторых других дугах, например в Марианской дуге [32]. Курильско-Камчатская дуга является продолжением Японской, и здесь можно обнаружить сейсмофокальные зоны, аналогичные японским и промежуточного характера. Но в ряде разрезов через Камчатку сечение сейсмофокальной зоны отличается от пластообразной формы и имеет вид расширяющегося сверху раструба (рис. 4). Его ширина от десятков километров на глубине 200—300 км, постепенно увеличиваясь, достигает 400—450 км

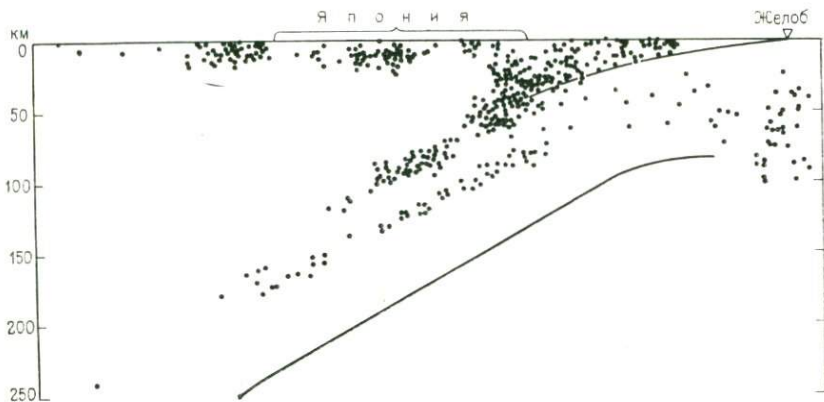


Рис. 3. Сдвоенная пластообразная сейсмофокальная зона под Японией. По А. Хасегаве и др. (1978 г.)

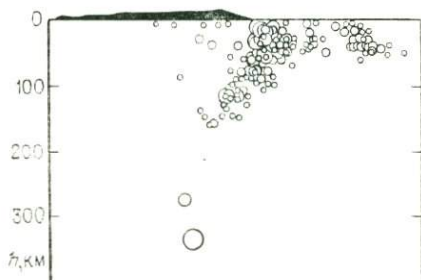
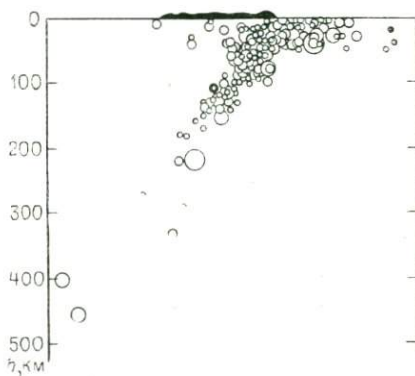


Рис. 4. Сейсмические разрезы через Камчатку. По Р. З. Тараканову и др. (1976 г.)

Горизонтальный и вертикальный масштабы равны



у поверхности; при этом разрастание объема распространения очагов землетрясений происходит в сторону континента и слабо затрагивает кору и литосферу на океанической стороне глубоководного желоба. Под желобом и его океаническим склоном очаги землетрясений появляются с глубины 100 км и менее, т. е. на более высоком уровне, чем начинается расширение сечения сейсмофокальной зоны на ее континентальной стороне. Следует заметить, что частота землетрясений в разных частях камчатского «раструба» неодинакова: она значительно больше в части, обращенной

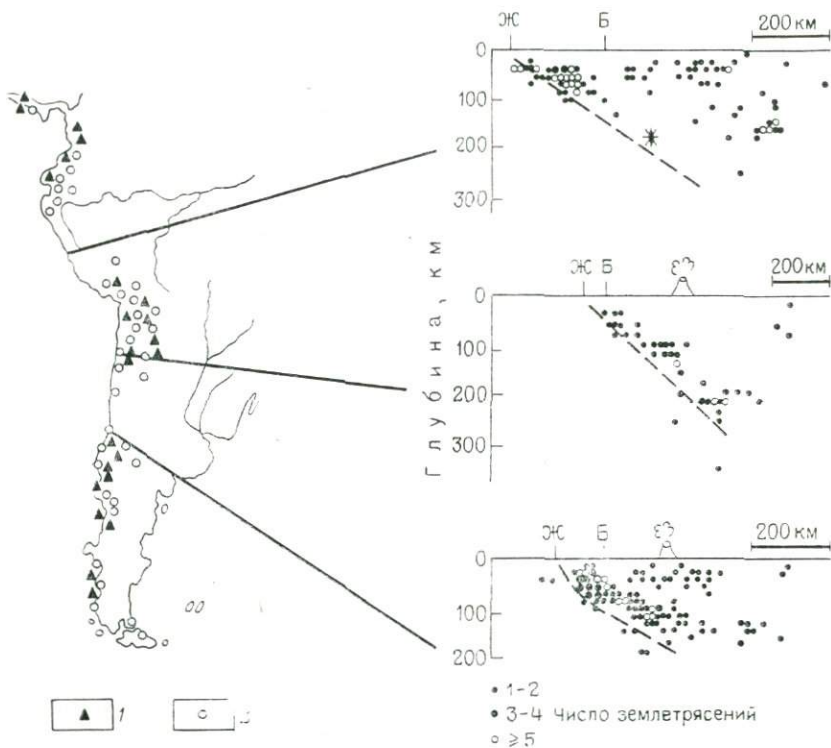


Рис. 5. Разрезы через сейсмофокальную зону тихоокеанского побережья Южной Америки. По И. Саксу (1977 г.)

1—2 вулканы (1 — действующие, 2 — потухшие). Ж — глубоководный желоб, Б — берег океана

к океану, в особенности внутри угла, образуемого земной поверхностью и границей сейсмофокальной зоны со стороны океана выше 150—200 км (в основном под континентальным склоном). Как видно на рис. 4, граница раструба на океанической стороне гораздо более четкая, чем на обращенной к континенту; последняя имеет расплывчатый характер вследствие постепенного убывания числа землетрясений в направлении континента.

Третий тип сейсмофокальных зон характерен для Южной Америки и имеет в сечении форму широкого и размытого в сторону континента треугольника (рис. 5). Граница объема распространения очагов землетрясений, обращенная в сторону океана, как и в других рассмотренных случаях, является четкой и сопровождается наибольшим числом очагов. Под континентом число землетрясений постепенно убывает. Большая часть очагов землетрясений приходится на глубины менее 200—250 км. Землетрясения, происходящие на этом интервале глубин, распространяются в глубь континента на расстояние до 800 км. На приведенных на рис. 5 (так же, как на рис. 2 и 3) разрезах не показаны очаги землетрясений, происходящих глубже 300 км, т. е. собственно глубокофокусных

(они менее многочисленны и достигают глубин, близких 700 км; эпицентры наиболее глубоких землетрясений под Америкой отстоят от побережья и желоба на 750—1000 км).

Во всех трех рассмотренных типах сейсмофокальных зон общими являются резкий характер границы, которую имеет объем распространения очагов землетрясений со стороны океана, и близость к этой границе наибольших сгущений последних. Различия в форме сечений сейсмофокальных зон, зависящие от распространения очагов землетрясений в направлении континента, вероятно, могут быть поставлены в связь с основными чертами строения прилегающей к океану литосферы. Можно полагать, что относительно небольшая ширина сейсмофокальных зон под Японской островной дугой (и под другими островными дугами) обусловлена нахождением позади них окраинных морей с океаническим типом фундамента. Рассмотрение расположения эпицентров землетрясений позади Японской и Куридо-Камчатской дуг (т. е. одной из наиболее детально изученных сейсмических площадей земной поверхности) показывает (рис. 6), что в южной половине Южно-Охотской глубоководной впадины и наиболее глубоких участках Японского моря, примыкающих с севера и юга к возвышенности Ямато, существуют своеобразные «окна», в пределах которых эпицентры землетрясений отсутствуют или число их резко сокращается. Очевидно, определенные части этих морей (что можно видеть и в других окраинных морях) характеризуются асейсмичностью. С другой стороны, ширина полосы распространения неглубоких землетрясений, вплоть до промежуточных, зависит от ширины островной дуги. Наименьшую ширину она имеет на протяжении Курильской дуги, где захватывает островодужный склон желоба и собственно дугу, что составляет 200—250 км. В Центральной Камчатке ширина полосы неглубоких землетрясений возрастает до 450 км и более, а на Японских островах — до 400—600 км. На восток, в сторону континента, неглубокофокусные землетрясения не распространяются далее обращенного к континенту (внутреннего) склона островных дуг, а в пределах окраинных морей фактически отсутствуют. Из распределения эпицентров (и гипоцентров) можно заключить, что: 1) литосфера под окраинными морями заметно менее сейсмична, чем в основании островных дуг, 2) преобладающая часть землетрясений развивается в основании островных дуг, включая мантийную их часть.

В приведенных особенностях распространения землетрясений можно видеть результат перемежаемости участков литосферы с различными упругими свойствами. Если происхождение окраинных морей рассматривать в целом как следствие деструкции континентальной литосферы посредством ее растяжения и разрывов (в пользу чего в ряде работ последних лет приводится много доказательств), то причину такой перемежаемости можно видеть в разобщении в ходе образования окраинных морей фрагментов континентальной литосферы, обладающих повышенной упругостью, и появлении среди них крупных объемов литосферы с низкой

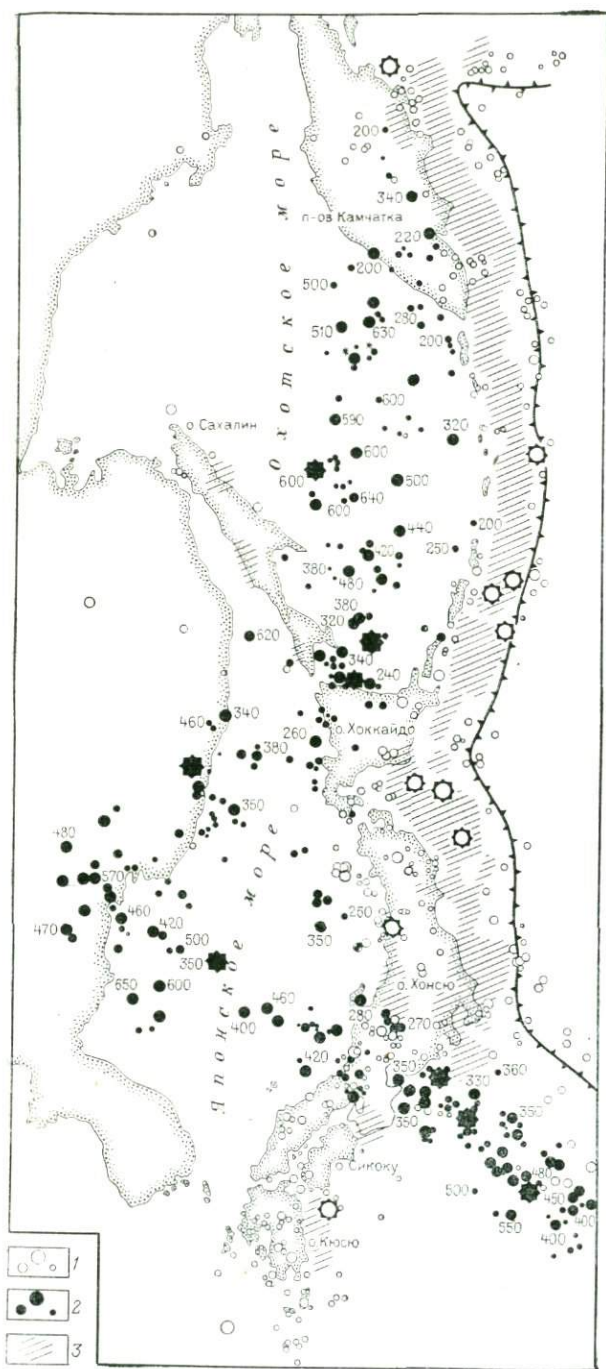


Рис. 6. Расположение эпицентров землетрясений в Курило-Камчатской и Японской сейсмофокальных зонах. По Р. З. Тараканову и др. (1976 г.), с упрощениями

1 — землетрясения с глубиной очагов до 200 км; 2 — площади особо высокой плотности эпицентров тех же землетрясений; 3 — землетрясения с глубиной очагов свыше 200 км (цифра — глубина очага, в км); величина кружков отвечает магнитуде землетрясения; кружки с зубцами — землетрясения с магнитудой 8 и выше (с 1904 по 1938 г.).

упругостью и вязкими свойствами, неблагоприятными для развития землетрясений. Характеризующий Японскую дугу первый из описанных выше типов сейсмофокальных зон может рассматриваться как тип сокращенной сейсмофокальной зоны, развитие которой в полном объеме затруднено неоднородностью литосферы и широким распространением в ней недостаточно упругих масс. К таким массам, помимо основания окраинных морей, относятся корни вулканических цепей, отличающиеся, как установлено рядом геофизических исследований, пониженной сейсмичностью [1, 10, 99 и др.], которые составляют значительную часть основания Японских островов. Можно предполагать, что поэтому под Японскими островами резко проявлена лишь наиболее отчетливо выраженная составная часть всех сейсмофокальных зон в виде сгущения очагов землетрясений у границы, обращенной к океану.

Выявляемое в сейсмофокальных зонах других типов далекое распространение очагов землетрясений в сторону континента с постепенным их исчезновением, вероятно, следует связывать с консолидированностью и высокими упругими свойствами вмещающей сейсмофокальные зоны литосферы. Во втором типе сейсмофокальных зон, отмеченном на Камчатке, эта особенность выражена более отчетливо, чем в Японии, что согласуется с более широким распространением в этой области литосферы континентального типа, составляющей не только основание Камчатского полуострова, но и часть прилегающего фундамента Охотского моря. Однако и здесь состав литосферы весьма неоднороден. Наименее нарушенная континентальная литосфера существенно платформенного характера включает сейсмофокальную зону под Южноамериканским континентом. Этот третий тип, очевидно, представляет собой наиболее полно развитую сейсмофокальную зону.

Подтверждение мнения о преимущественном размещении очагов землетрясений, создающих сейсмофокальные зоны, в литосфере континентального типа можно видеть в результатах исследований упругих свойств вещества в областях развития сейсмофокальных зон. На рис. 7 приведены разрезы, показывающие результаты определений сейсмической добротности литосферы под Японскими островами и тихоокеанским побережьем Южной Америки. Так как добротность отражает способность вещества проводить сейсмические волны без поглощения, возрастание ее соответствует возрастанию упругих свойств вещества. На разрезах можно видеть, что в Южной Америке добротность литосферы по океаническую и континентальную стороны от глубоководного желоба резко различны. Под континентом распространены массы высокой добротности ($Q = 1000 - 3000$), а под океаном — более низкой ($Q = 300 - 500$). Граница между этими двумя типами литосферы близка к прямой, наклонена примерно на 45° в сторону континента и выходит на поверхность недалеко от оси желоба. Здесь налицо контакт двух глубинных структур с резко различающимися свойствами мантии. Сопоста-

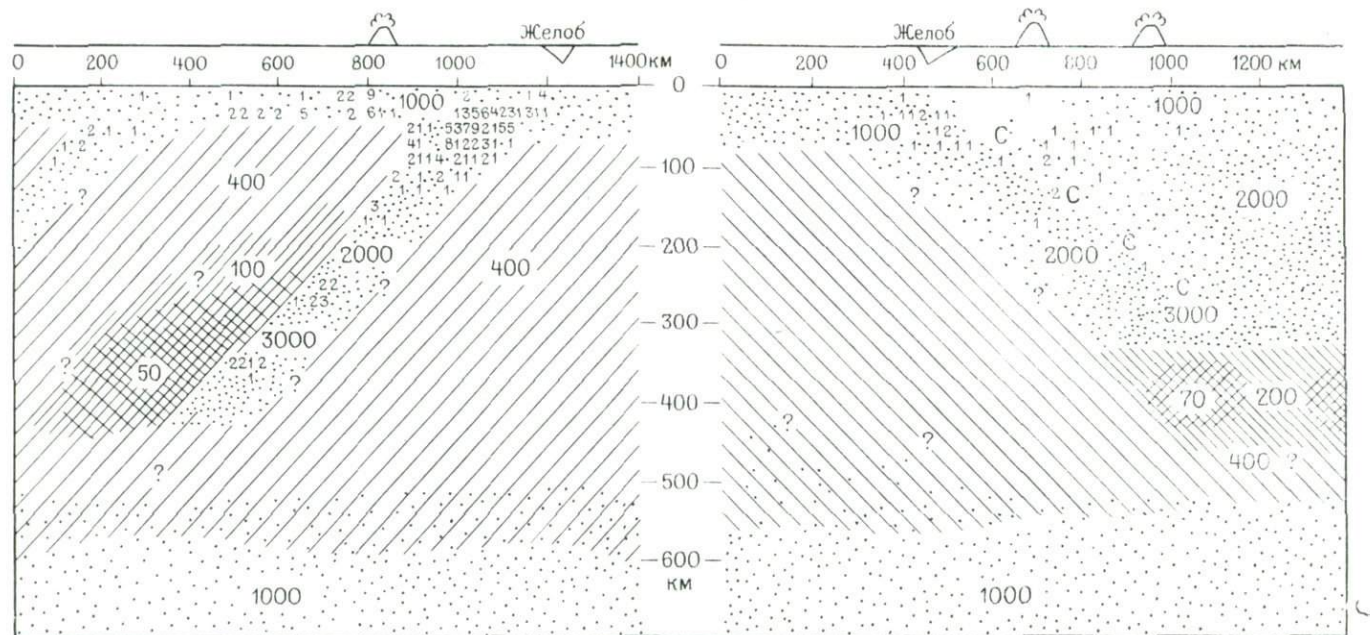


Рис. 7. Сейсмическая добротность (Q) под Японией (слева) и Южной Америкой (справа). По И. Сакеу (1977 г.)

Точки отвечают высоким значениям добротности ($Q=1000-3000$), наклонные линии — средним значениям (300–500), сетка — низким значениям (50–100). Мелкие цифры в областях с высокой добротностью обозначают положение гипоцентров землетрясений и их число. Область над нижней границей сейсмофокальной зоны (поверхностью основных тектонических перемещений) в Японии характеризуется в основном средними значениями добротности, в Южной Америке — высокими. Высокоскоростной пласт (С) в Японии продолжается до глубины наиболее глубоких землетрясений; в Южной Америке наблюдается существенное понижение добротности глубже 350 км, несмотря на наличие там землетрясений 600 км глубины. В Северном Чили и Южном Перу отчетливо проявленный пластообразный объем низкой добротности располагается над основной сейсмофокальной поверхностью.

вив разрез добротности на рис. 7 с разрезом распространения под Южной Америкой очагов землетрясений на рис. 5, можно убедиться, что очаги землетрясений, создающие 800-километровой ширины сейсмофокальную зону Южной Америки, полностью располагаются в пределах глубинной континентальной структуры с высокой добротностью (упругостью) слагающего ее материала.

Распределение добротностей под Японской дугой также соответствует высказанным соображениям. Как и у Южной Америки, со стороны океана к сейсмофокальной зоне здесь примыкает мантия с пониженной добротностью 400 (высокая добротность на океанической стороне в обоих случаях устанавливается только в приповерхностном слое мощностью порядка 70 км). Непосредственно от желоба под Японскую дугу уходит наклонная (порядка 45°) граница, за которой добротность испытывает разнообразные изменения. Непосредственно за границей с низкодобротной океанической мантией следует пластообразная согласная с этой границей зона высокой добротности, частично совпадающая с упоминавшейся выше пластообразной зоной сгущения очагов землетрясений под Японией; за зоной высокой добротности следует мантия со средней, а глубже 200 км — с резко понижающейся добротностью. Выше у поверхности прослеживается высокодобротная кора мощностью около 50 км. Через несколько сотен километров в сторону континента на глубину до 200 км и более вновь появляется участок высокодобротной мантии. Цифры на разрезе (см. рис. 7), обозначающие частоту землетрясений, показывают одновременно, что очаги землетрясений располагаются избирательно в высокодобротных участках коры и мантии.

Строение глубоких частей. В промежутке примерно от 300 до 450—550 км в ряде наиболее глубоких сейсмофокальных зон отмечается зияние — отсутствие очагов землетрясений. Ниже указанной глубины очаги землетрясений вновь появляются, составляя более узкую, чем в верхних частях, полосу шириной, по-видимому, в десятки, сотни (иногда более) километров, продолжающую по направлению наклонное океаническое ограничение верхней части сейсмофокальной зоны. На глубине 650—700 км зона распространения очагов землетрясений в ряде случаев, видимо, выполаживается.

Существование зияния некоторыми авторами подвергалось сомнению, в частности, на основании материалов по сейсмофокальной зоне Японии, где оно выражено не везде. Однако, как следует из сказанного, в строении сейсмофокальных зон островных дуг, в частности Японии, могут проявляться крупные аномалии. Очевидно, за эталон сейсмофокальной зоны, наименее подверженный случайным изменениям, следует принимать сейсмофокальную зону Южной Америки. Поскольку в этой зоне асейсмичное «зияние» обнаруживается по всему простиранию зоны, его появление следует считать закономерным.

На разрезах упругих свойств литосферы в области развития сейсмофокальных зон Японии и Южной Америки (см. рис. 7)

можно видеть, что с уровнем зияния (300—450 км) в обоих случаях совпадает появление крупных объемов вещества с резко пониженной сейсмической добротностью, которые примыкают к главному разделу глубинных структур главным образом с континентальной стороны. Эти объемы резко поглощающего сейсмические волны материала представляют собой крупные аномалии в теле мантии. Можно полагать, что составляющий их материал, теряющий свойственные твердому веществу параметры, неоднороден и представлен не только твердой фазой, но также жидкой, или жидкой и газовой (точнее, флюидной, отвечающей газовому состоянию в условиях надкритического давления). Наличие таких масс под активными окраинно-континентальными и островодужными областями, сопровождающими действующие сейсмофокальные зоны, со свойственными им проявлением вулканизма и магматической интрузивной активизацией, кажется естественным. Следует отметить, что эти массы залегают не непосредственно под вулканическими поясами, а позади них, так что они проецируются на земную поверхность на расположенную позади вулканических поясов так называемую перивулканическую зону, характеризующуюся широкой магматической активизацией не вулканического, а интрузивного характера. К строению интрузивных перивулканических и вулканических зон мы будем возвращаться в дальнейшем. Здесь же отметим, что область наибольшего (по геофизическим данным) нарушения твердого состояния мантии тяготеет не к внешнему (обращенному к океану), а внутреннему краю полосы магматической активизации над сейсмофокальной зоной, и залегают на максимальной в пределах расположенной под этой полосой части сейсмофокальной зоны, а не на минимальной глубине.

Рельеф земной поверхности. Существуют два основных типа сопровождающего сейсмофокальные зоны макрорельефа: первый, характеризующийся развитием сочетания глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море, и второй, где глубоководный желоб непосредственно примыкает к краю континента, сопровождающемуся цепью высоких гор. Второй тип макрорельефа некоторыми авторами называется индийским, в противоположность островодужному или западно-тихоокеанскому первому типу.

Для обозначения совокупности тектонических структур, связанных с индийским типом рельефа, предложен термин «лиминарная система». В основе его лежит противопоставление этой совокупности островодужным структурам.

Наиболее постоянным и обязательным элементом рельефа, сопровождающим сейсмофокальные зоны, являются глубоководные желоба. Строение их как перед островными дугами, так и перед тихоокеанским побережьем Америки, одинаково; вообще во всех частях земного шара оно однообразно. Главные различия между желобами заключаются в их форме в плане (о котором уже упоминалось), протяженности и, в меньшей степени, глубине. Протяженность желобов изменяется от 5 (Перуанско-Чилийский желоб) до 1 тыс. км (желоба Пуэрто-Рико, Южно-Сандвичев,

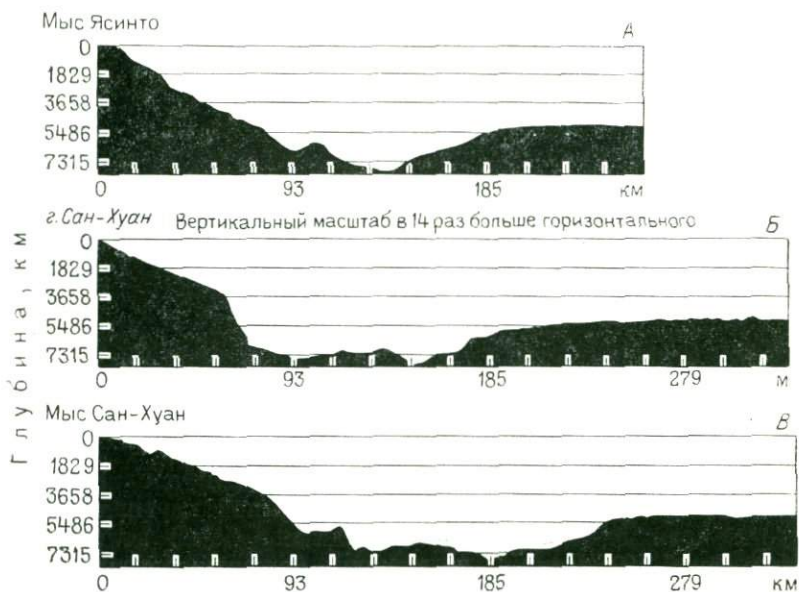


Рис. 8. Профили через желоб Пуэрто-Рико. По М. Юингу и Б. Хизену (1955 г.)
Горизонтальные линии проведены через 1000 фатомов (1828,8 м)

Эллинский), иногда менее. Наиболее протяженными после Перуанско-Чилийского являются: Алеутский желоб — 3,5 тыс. км, Тонга — Кермадек и Зондский — 3 тыс. км, Центрально-Американский и Марианский (вместе с его северным продолжением — желобом Волкано) — 2,5 тыс. км, Курило-Камчатский — 2 тыс. км. Наибольшие глубины изменяются от 9—11 км в крупных желобах западной части Тихого океана (Тонга — Кермадек — 10,9 км, Марианском — 11 км, Филиппинском — 10,3 км, Идзу-Боннинском — 9,8 км, Курило-Камчатском — 9,7 км) и снижаются до 6—7, 8 км, в желобе Рюкю (Нансей) севернее Филиппинского желоба, 6,5 км в Центрально-Американском желобе и 5 км в Эллинском желобе. Перуанско-Чилийский желоб, разделенный перемычкой против подводного хр. Наска, в северной перуанской части имеет наибольшую глубину 6,6 км и в южной чилийской — около 8,1 км. Глубина Алеутского желоба 7,8 км, Зондского — 7,2 км, Южно-Сандвичева — 8,3 км, Пуэрто-Рико — 8,7 км. Как видно из приведенных данных, прямая связь между протяженностью и глубиной желоба отсутствует. Обычные глубины 7—10 км.

Осевая, наиболее глубокая часть желобов выглядит или как узкая щель, если там отсутствуют осадки (что бывает достаточно часто — см. рис. 8 и 9), или, при распространении осадков, — как плоская поверхность шириной от нескольких до 20 км, горизонтальная или слабо воздымающаяся в сторону океана (см. рис. 8 и 9). Осевая полоса разделяет два резко различающихся склона

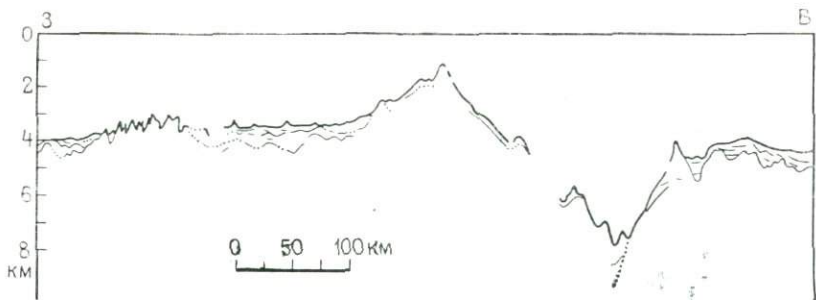
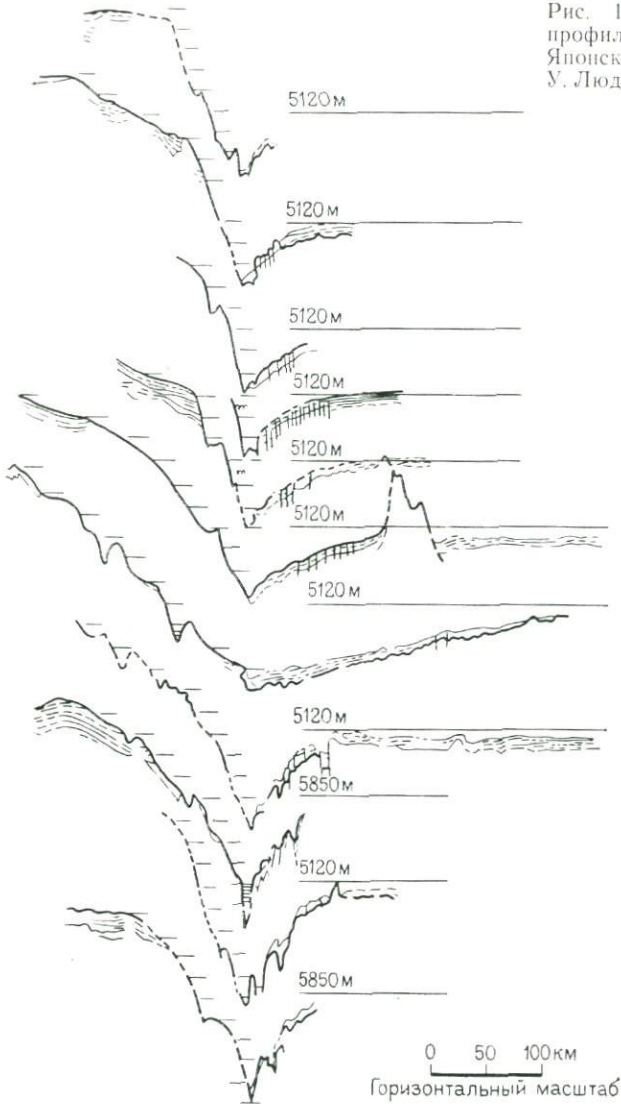


Рис. 9. Сейсмический профиль через дугу Скоша, построенный по отраженным волнам. По Б. Хизену и М. Тарп (1965 г.)

Вертикальный масштаб увеличен в 25 раз

желоба — континентальный или островодужный с одной стороны и океанический — с другой. Благодаря разной крутизне и протяженности этих склонов все желоба имеют резко асимметричное сечение (рис. 10). Склоны со стороны континента или островной дуги — мы будем называть их континентальными, так как те и другие имеют однотипное строение — гораздо выше: они обычно заканчиваются над уровнем моря, причем, например в северной части Чилийского желоба непосредственным наземным продолжением континентального склона оказывается прилегающий склон Анд, вследствие чего общее превышение склона над дном желоба достигает 12—14 км. Подобное строение имеют и некоторые подводно-надводные склоны островных дуг, но высота их надводной части обычно не превышает 2—3 км против 5—7 км в Андах. Во многих случаях, в том числе и на индийском побережье, между горами и подводным склоном существует большей или меньшей ширины уступ, позволяющий считать подводный склон отделенным от наземных горных построек; однако, и считая от уровня моря, высота континентального склона, в зависимости от глубины желоба, составляет 6—10 км и более. Ширина подводной части континентального склона до оси желоба близка от береговой линии в разных желобах и составляет обычно 75—100 км. Средний угол наклона континентальных склонов желобов, таким образом, равен 3—7°, но на отдельных участках он значительно круче. Океанический склон желобов имеет большую длину — обычно 125—150 км, причем его высота ниже; поэтому он значительно положе континентального и имеет общий уклон менее 2°. От примыкающего к желобу океанического бассейна океанический склон желоба часто отделен внешним океаническим валом — пологим поднятием шириной до 100—150 км и высотой над дном прилегающего океанического бассейна около 500 м, реже до 1000 м. Поскольку обычная глубина океанических бассейнов составляет 5—5,5 км, превышение оси океанических валов над осью желобов не превосходит 4—5 км и ряде случаев меньше.

Рис. 10. Сейсмические профили МОВ через Японский желоб. По У. Людвигу и др. (1966 г.)



Континентальный склон характеризуется значительно большей тектонической расчлененностью по сравнению с океаническим. Наиболее крутой является его нижняя часть примерно $1/3$, где средний уклон достигает 15° , а многочисленные тектонические уступы сопровождаются более крутыми участками, вплоть до отвесных (рис. 11—13). Выше на континентальном склоне часто появляются пологие подводные террасы, составляющие один, два или более уровней. Над террасами и между ними также наблюдаются крутые участки склонов. В различных частях континен-

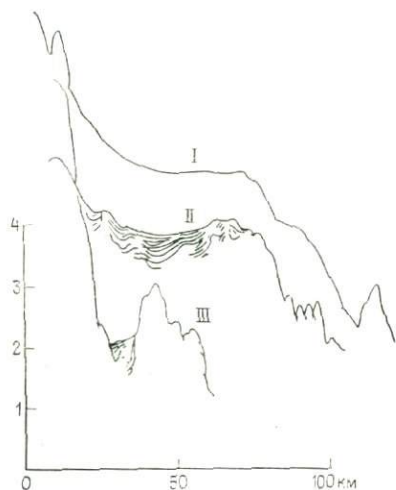


Рис. 11. Гипсометрические профили и осадки континентальных склонов желобов перед Алеутской дугой (I), о-вом Сикоку (II) и о-вом Лусон (III) по данным сейсмоакустических записей. По Д. Каригу (1977 г.)

Вертикальный масштаб увеличен в 20 раз

из изображений коренного фундамента на многочисленных сейсмоакустических профилях, в своей основе создается тектоническими процессами. Как представляется автору, вопрос о происхождении террас и гребней на континентальном склоне близок к известному вопросу о происхождении двойных островных дуг. В появлении последних нередко усматривается следствие закономерного действия скрытого глубинного механизма; однако кажется более правдоподобным, что двойные островные дуги — более или менее случайная, хотя и повторяющаяся, форма тектонического расчленения фундамента континентального склона в области выхода его из-под уровня океана. То же можно сказать о продольных террасах, уступах, грабенах и горстах развивающихся во всех частях континентального склона. Сейсмоакустические профили в части, охватывающей его фундамент, свидетельствуют о распространении в нем преимущественно крутопадающих нарушений (см. рис. 13), которые и создают перемещенные друг относительно друга в довольно сложном порядке продольные блоки. Преобладает, очевидно, относительное ступенчатое опускание этих блоков в сторону желоба, которое происходит на фоне поперечного растяжения, о чем свидетельствуют многочисленные продольные грабены; вместе с тем отдельные продольные блоки подвергаются взбросам обратного направления. Число террас и уступов в таком случае не может быть строго определенным. При распространении

тального склона особенно часто вблизи подножья, а также на террасах часто обнаруживаются параллельные склонам осложняющие грабеновые впадины, а по краям и в центральной части террас также горстовые выступы. Горстовые гребни на внешней стороне террас могут образовывать подобие местной кордильеры.

Происхождение подводных террас вызывает интерес у многих исследователей [93]. Высказывается мнение как о тектоническом, так и оползневом происхождении ограждающих их барьеров. И то, и другое предположение может быть справедливым. Распространение оползней, вплоть до самых крупных, при существующей крутизне континентальных склонов и постоянно повторяющихся землетрясениях представляется несомненным. Однако рельеф континентального склона, что также несомненно и следует

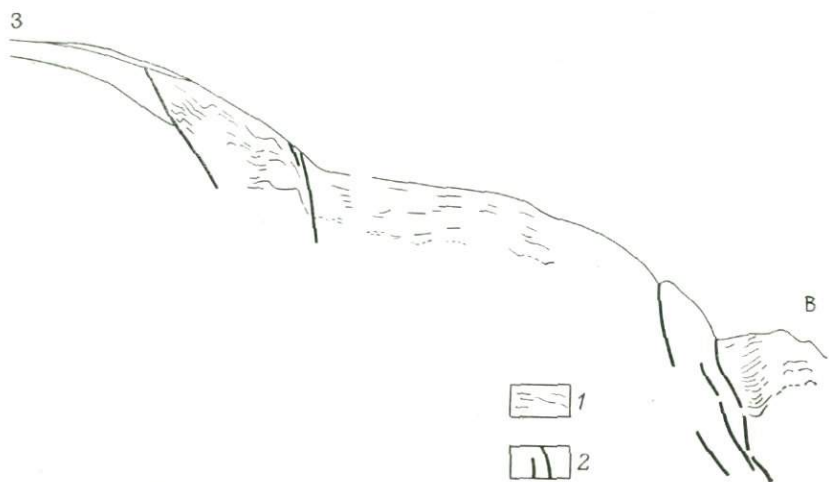


Рис. 12. Сейсмический профиль МОВ через континентальный склон Японского желоба (против округа Саирику). По Т. Сато (1973 г.)

1 — отражающие площадки; 2 — разломы

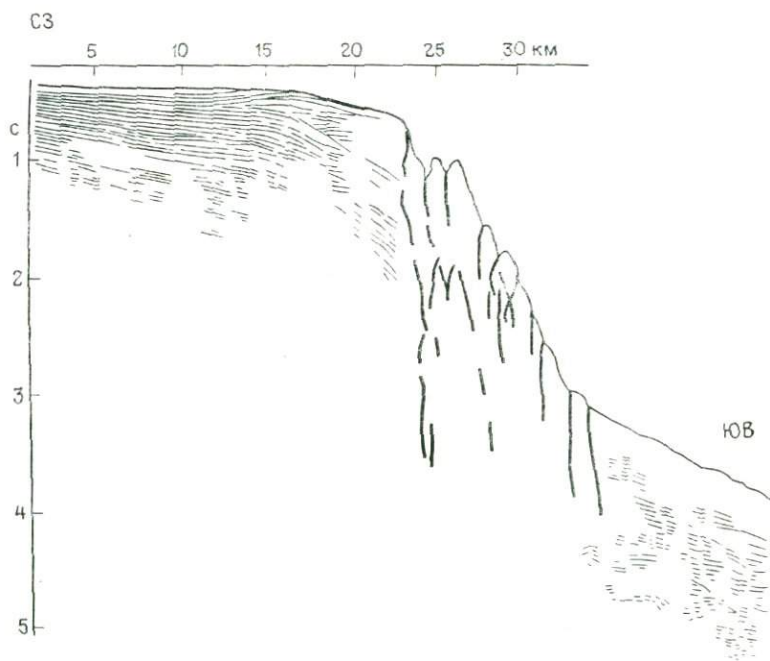


Рис. 13. Разрез НСП через среднюю часть континентального склона Камчатки у п-ова Шипунского. По Г. С. Гнибиденко и др. (1980 г.)

Глубина — в секундах. Условные обозначения см. рис. 12

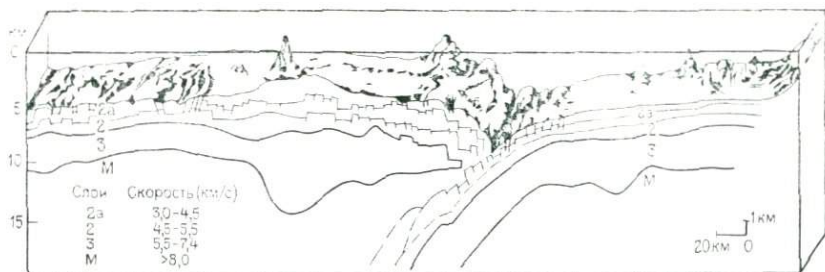


Рис. 14. Рельеф Марианского желоба и предполагаемый разрез литосферы. По материалам 60-го рейса «Гломар Челленджера» (1978 г.)

тех же условий на участки, поднятые выше уровня моря, возникают сложные цепи островных дуг с разделяющими их грабенами.

Тектоническое расчленение океанических склонов желобов также довольно сложно, но значительно уступает по амплитуде смещений континентальным склонам. Обычно наиболее крутой является поверхность океанического склона желоба, непосредственно примыкающая к осевой долине (общий наклон до 5° и на отдельных участках до $15-20^\circ$); далее в сторону океана поверхность быстро выполаживается, так что вблизи оси желоба образуется выпуклый перегиб. Основание океанического склона в этом месте расчленено большим числом сближенных продольных разломов, наклоненных в разные стороны; между ними возникает серия грабенов и горстов с амплитудой вертикальных смещений до нескольких сотен метров (рис. 14), образующих вместе зеркало достаточно ровной поверхности. Согласно макету, выполненному для Эллингского желоба [101], горсты и грабены на выпуклой части океанического склона имеют большую протяженность и прослеживаются вдоль склона, подобно ряду параллельных борозд. Вблизи оси желоба осадки и соответствующие им аккумулятивные поверхности в ряде случаев наблюдаются только в грабенах, будучи разделенными выходами коренного основания (см. рис. 10); в более высокой части океанического склона покров осадков становится сплошным или почти сплошным.

Мы не будем рассматривать здесь подробно рельеф островных дуг, так как его описание содержится во многих работах. Некоторые соображения об образовании дуг или их составных частей, представленных узкими островными или мелководными цепями, высказаны выше. С возрастанием ширины и высоты основания островной дуги линейные продольные структуры в меньшей степени определяют форму ее надводной части, однако во всех островодужных сооружениях можно найти продольные горные цепи и разделяющие их грабены.

К собственно окраинным морям следует относить только глубокие впадины с глубиной дна более 2,5—3 км, исключив экватории шельфового или приближающихся к нему типов. Гипсометрические параметры этих впадин, так же как и геофизические дан-

ные, указывают, что их можно называть окраинными бассейнами океанического типа, имея в виду свойства их фундамента. Такими бассейнами являются Алеутская и Командорская котловины Берингова моря, Южно-Охотская впадина, большая часть Японского моря, примыкающая с запада к островной дуге Рюкю юго-восточная часть Желтого моря (впадина Окинава), весь Филиппинский бассейн, глубоководная часть Южно-Китайского моря, моря Сулу и Сулавеси, значительные части Кораллового моря и моря Фиджи. Размеры этих впадин изменяются в широких пределах: так, площадь Филиппинского моря равна 5,7 млн. км², а Южно-Охотской впадины — около 100 тыс. км²; соответственно ширина первого составляет 2 тыс. км, а второй — 250 км. Наибольшие глубины в окраинных океанических бассейнах изменяются от 6500 м в Филиппинском море до 2700 м во впадине Окинава (близко к 3700 м в Беринговом и Японском морях, 3500 м в Южно-Охотской впадине, свыше 5500 м в море Сулу и т. д.). Среди особенностей, свойственных окраинным океаническим бассейнам, следует отметить наличие в них второго глубоководного желоба (если первым считать желоб, находящийся на океанической стороне островной дуги). Наиболее отчетливо это явление выражено в Филиппинском море, об асимметричном строении которого и наличии по обеим его сторонам одинаково наклоненных от океана и сопровождающихся желобами сейсмофокальных зон уже говорилось выше; второй желоб располагается перед Филиппинским архипелагом, за которым вновь появляются окраинные океанические бассейны Южно-Китайский, Сулавеси и Сулу.

Появление второй линии сейсмофокальных зон и желобов на внутренней стороне окраинного моря, по-видимому, не является случаем, свойственным только Филиппинскому бассейну. Захороненные ныне желоба, вероятно, существовали на внутренней стороне Берингоморских котловин, о чем можно судить по полученным здесь сейсмологическим данным [91]. Перед внутренними (обращенными к континенту) склонами островных дуг, ограничивающих Филиппинское и Берингово моря (Марпанской и Алеутской) подобных образований не было. То же можно сказать об обращенных к окраинным морям склонах Японской и Курильской дуг. Напротив, к востоку от Новой Гвинеи и Австралии вторая линия желобов и соответствующих им сейсмофокальных зон возникла на обращенной к континенту стороне островных дуг, образуемых Соломоновыми островами и системой островов Новые Гебриды, Фиджи и Тонга. Коралловое окраинное море, таким образом, как и Филиппинское, также с одной стороны ограничено цепью глубоководных желобов, но они расположены здесь не на континентальной, а на островодужной стороне моря.

Окраинные моря океанического типа, исключая лишь самые мелкие, как правило, имеют внутренние структурные осложнения в виде поднятий, разделяющих их на отдельные котловины, бассейны и т. д. Подводное поднятие Ямато в Японском море имеет неправильную форму и, по многим данным, включает участки

континентальной коры с гранитным слоем. В других случаях осложнения рельефа имеют вид подводных хребтов большей или меньшей протяженности. В Беринговом море такими формами являются хребты Ширшова и Бауэrsa. В Филиппинском море основной осложняющей структурой служит подводный хребет Кюсю — Палау, протягивающийся через центральную часть моря в меридиональном направлении (см. гл. VI). Многочисленные структурные осложнения наблюдаются во впадинах Кораллового моря и моря Фиджи.

В случае андийского типа макрорельефа, развитого вдоль западного побережья Южной и Центральной Америки, к глубоководным желобам примыкает край континента с начинающимися непосредственно над желобом крупными линейными горными сооружениями. Они состоят из ряда протягивающихся параллельно желобам горных цепей, резко воздымающихся над побережьем и более постепенно снижающихся в сторону континента. Горные цепи типа Анд — Центрально-Американских Кордильер являются краевым поднятием континента, сопровождающим желоб, близким по своему происхождению поднятиям островных дуг (об этом свидетельствуют гравиметрические данные, рассматриваемые ниже). Отличие системы желоб — краевое континентальное поднятие от желоб — островная дуга — окраинное море состоит в том, что краевое поднятие не отчленено от континента, а островная дуга отделена от него окраинным морем. Это обстоятельство можно считать одним из свидетельств раздвигового, обязанного растяжению, происхождения окраинных морей: переход одной системы в другую легко представить в виде отделения краевого поднятия от материка с раскрытием позади него окраинного моря.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Окраинные моря издавна рассматривались и рассматриваются большинством исследователей в качестве аналогов в древних геосинклинальных бассейнов определенного типа, которые можно называть также окраинными. Среди многообразных точек зрения, выдвинутых для объяснения происхождения окраинных морей и окраинных геосинклиналей, можно выделить две. Одна из них связывает появление окраинных морей с преобразованием существовавшей на их месте ранее континентальной коры и опусканием соответствующей части земной поверхности; она может быть названа фиксистой. Другая связывает возникновение окраинных морей и геосинклиналей с явлением раздвига, при котором происходят разрыв континентальной коры и перемещение отделившейся от главного массива ее части в горизонтальном направлении в сторону океана. Следствием такого отодвигания является заполнение области раздвига поднимающимся к поверхности материком подкорового происхождения. Эту точку зрения следует назвать мобилистской (для островных дуг окраинных морей се-

веро-западной части Тихого океана она развивалась, в частности, А. Вегенером).

Существовала еще одна точка зрения фиксистского направления, согласно которой окраинным морям и геосинклиналям приписывалось наследование древних первичных протогоосинклиналей. Разновидность этого направления состояла в утверждении, что окраинные моря являются частями океанов, отшнурованными возникшими из океанического фундамента на определенной стадии его развития островными дугами. Обе эти точки зрения в настоящее время должны быть отвергнуты, поскольку глубоководным бурением обнаружено отсутствие, как в окраинных морях, так и на большей части площади океанов осадков древнее мезозойского (позднеюрского) возраста, которые могли бы свидетельствовать о протогоосинклинальном развитии. При этом осадочный чехол в окраинных морях повсеместно моложе, чем в прилегающих частях океанов. Так, в окраинных морях северо-западной части Тихого океана он представлен, как правило, кайнозойскими отложениями, в ряде случаев только неоген-четвертичными (Японское море), в то время как в открытом океане осадочный чехол на значительных площадях включает меловые и верхнеюрские отложения.

Представление об образовании окраинных морей на месте подвергшейся погружению континентальной коры обосновывалось по-разному. Взгляды, согласно которым причиной погружения окраинных морей являлось синклиналиеобразное прогибание коры под действием бокового сжатия, в настоящее время устарели, так как установлено, что фундамент окраинных морей близок к океаническому и не может приниматься за опущенную континентальную кору. Единственно допустимым объяснением остается океанизация континентальной коры, существовавшей на месте окраинного моря, т. е. превращение ее в кору океаническую.

Гипотеза океанизации, развиваемая В. В. Белоусовым и его учениками, подвергалась критике. Мы не будем останавливаться на подробностях соответствующей дискуссии, в ходе которой указывались трудности обоснования процесса океанизации с физико-химической, геохимической и термодинамической точек зрения. Не меньшие трудности возникают при сопоставлении гипотезы океанизации с геологическими материалами, что отмечали В. Е. Хаин, Ю. А. Косыгин, В. А. Магницкий, В. М. Силицын и другие исследователи. Обстоятельство, которое представляется нужным подчеркнуть особо, заключается в том, что как на значительных площадях в открытом океане, так и на окраинных морях (в их внутренних частях с океаническим типом фундамента) многочисленными скважинами глубоководного бурения и сейсмоакустическим профилированием устанавливается, как правило, резкая граница между осадочным слоем и фундаментом, без переслаивания осадков с базальтами, всюду составляющими, как считается, фундамент океанов и окраинных морей. Те вулканические прослои, которые входят в состав осадочного разреза окраинных морей,

повсеместно представлены туфами, поступающими с прилежащих островных дуг. Поскольку процесс океанизации в приповерхностной части, как обычно предполагают, состоит в излияниях базальтов, заливающих океаническое дно, он должен приводить к переслаиванию базальтов с осадочными породами, так как одноактное излияние базальтов при океанизации едва ли возможно. Отсутствие переслаивания при океанизации тем более трудно объяснить, поскольку в ходе ее не предполагаются горизонтальные перемещения, которые могли бы переводить участки морского фундамента из зон развития интенсивного вулканизма в зоны невулканического осадконакопления (что происходит при спрединге). Двучленный разрез, разделенный на осадочную часть и подстилающий ее мафический фундамент с резкой границей между ними, характерен для современных окраинных морей и для их древних аналогов — окраинных геосинклиналей.

В настоящее время большая часть исследователей принимает раздвиговое происхождение окраинных морей. Этой же точки зрения придерживаются и сторонники субдукции, хотя необходимость объяснения появления в областях предполагаемого ими сжатия раскрывающихся окраинных морей создает для них дополнительные трудности. Основными материалами, приводящими, несмотря на это, к признанию разрастания окраинных морей, служат данные глубоководного бурения и геофизические свидетельства океанического характера фундамента в этих морях. В качестве механизма, объясняющего образование океанического фундамента окраинных морей, обычно привлекается спрединг. В последующих главах предлагается иной взгляд на его формирование.

Помимо данных, относящихся непосредственно к бассейнам окраинных морей, их раздвиговая природа аргументируется материалами, полученными в островных дугах. На основании их устанавливается участие континентальной коры в сложении фундамента крупных островных дуг и возможность сопоставления ее строения с прилежащей частью континента (такое сопоставление в наибольшей мере может быть обосновано для Японской дуги); существование континентальной коры с развитым гранитным слоем в основании ряда островных дуг (Курильской, Алеутской и др.), принимающими участие в формировании значительных объемов кислых излияний; палеомагнитные данные, полученные в наиболее полном объеме также для Японии, свидетельствующие о последовательном выгибании островных дуг в сторону океана по мере раскрытия позади них окраинного моря (на Японских островах этот процесс происходил в палеогене и неогене одновременно с раскрытием Японского моря [114 и др.]). Свидетельства раздвигового раскрытия окраинных морей с отодвиганием островных дуг от континентов в значительной части обобщены в работах П. Н. Кропоткина [34], П. Н. Кропоткина и К. А. Шахарстовой [35] и др.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ

Все области выхода сейсмофокальных зон на земную поверхность сопровождаются комплексом линейных гравитационных аномалий. Наиболее крупными, не имеющими по величине аналогов на других участках земной поверхности, являются отрицательные гравитационные аномалии сопровождающие осевые зоны глубоководных желобов. Впервые такая аномалия была обнаружена в Зондском желобе, после того как Ф. Венинг-Мейнес начал с 1923 г. проводить в районе Индонезийского архипелага морскую гравиметрическую съемку с подводной лодки посредством специально сконструированного для этой цели гравиметра. Было установлено, что такие аномалии свойственны всем глубоководным желобам, расположенным как перед островными дугами, так и перед Американским континентом. Параллельные отрицательной две положительные линейные аномалии обнаруживаются одна на внешней стороне желоба, вдоль внешнего океанического вала, вторая — на прилегающей к желобу суше, в пределах островной дуги или на западной окраине Тихого океана в Андийском поднятии. Аномалия на суше является более крупной и выдержанной, аномалия над океаническим валом в ряде случаев прерывиста.

Все три гравитационных аномалии выражаются во всех редукциях. Положительные гравитационные аномалии в редукции Буге свидетельствуют об особой природе горных сооружений перед желобами, так как известно, что на изостатически уравновешенных горных сооружениях она оказывается резко отрицательной. Положительная аномалия Буге на суше указывает на близость изостатически некомпенсированных тяжелых масс. Наиболее отчетливо гравитационные аномалии, связанные с сейсмофокальными зонами, выражаются в изостатических редукциях; достаточно близки к ним и аномалии в редукции Фая (которые могут рассматриваться как изостатические при отнесении уровня компенсации к центру Земли). Величины изостатических аномалий обычно изменяются [6 и др.]: для осевых зон желобов от -100 до -200γ , в положительных аномалиях суши от 50 до 100γ , над океаническими валами они порядка 50γ , реже более.

Изостатические гравиметрические аномалии активных окраинных областей, однообразно построенные и наиболее крупные из существующих на Земле, свидетельствуют о резких нарушениях изостатического равновесия, вызванных постоянно действующими во всех сейсмофокальных зонах, одинаково направленными тектоническими силами. В этом отношении между исследователями разных направлений обычно нет разногласий.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Наряду с гравиметрическими аномалиями активные границы океанов и континентов сопровождаются крупными тепловыми аномалиями. Они выражаются в развитии повышенных тепловых

потоков в пределах большей части надсейсмофокальных площадей. Очевидным выражением тепловых аномалий является вулканическая деятельность и сопутствующие ей термальные явления в сопровождающих сейсмофокальные зоны вулканических поясах. По суммарной величине и интенсивности теплового потока выделение тепловой энергии в активных окраинных областях имеет тот же порядок, что в срединноокеанических хребтах [43].

Основными формами переноса тепла из глубин к земной поверхности являются кондуктивная и конвекционная. Последняя распространена главным образом в вулканических областях, первая составляет основу поступления тепла на преобладающей площади земной поверхности. Характеристикой кондуктивного поступления тепла служит тепловой поток (произведение геотермического градиента на коэффициент теплопроводности горных пород), измеренный ниже границы сезонных изменений температуры грунта. Тепловой поток используется в качестве основного критерия геотермического режима земной поверхности. За среднюю для поверхности Земли принимается величина теплового потока 46—59 мВт/м².

Тепловой поток надсейсмофокальных областей обладает характерными особенностями. Основные их черты отражены в приведенных на рис. 15 и 16 разрезах через Курильскую дугу и Южную Камчатку и Японию. В Курильской дуге максимальные значения теплового потока, превышающие 84—125, в единичных случаях до 200 мВт/м² и более, устанавливаются вдоль островной дуги и на ее северо-западном (внутреннем) склоне. Отмечающийся северо-западнее второй максимум теплового потока (профиль 1—0 на рис. 16, пересекающий о-в Итуруп) относится к центральной части Южно-Охотской окраинной впадины. На обобщенном профиле через Южную Камчатку тепловой поток последовательно возрастает с востока на запад, достигая 80 мВт/м² (усредненное значение) на восточной стороне п-ова Камчатка над Ганальским поднятием. Над действующим поясом камчатских вулканов он составляет лишь 63 мВт/м², т. е. не является повышенным (здесь имеются замеры до 125 мВт/м² и выше, но больше низких, приближающихся к 40). Подобный же относительно низкий средний тепловой поток характеризует и зону вулканического пояса в Японии.

Можно полагать, что более высокие значения теплового потока на островах Курильской дуги объясняются тем, что эти острова в значительной части представляют собой вулканические постройки, и замеры практически проводятся на склонах вулканов. Измерения на Камчатке и в Японии в большей мере захватывают удаленные от вулканических центров участки. Однако данные о сравнительно пониженном кондукционном тепловом потоке в вулканических поясах не могут считаться свидетельством действительного понижения поступления глубинного тепла в зоне вулканов. Расплавление больших объемов литосферы под вулканическими поясами указывает, что, напротив, поступление глубин-

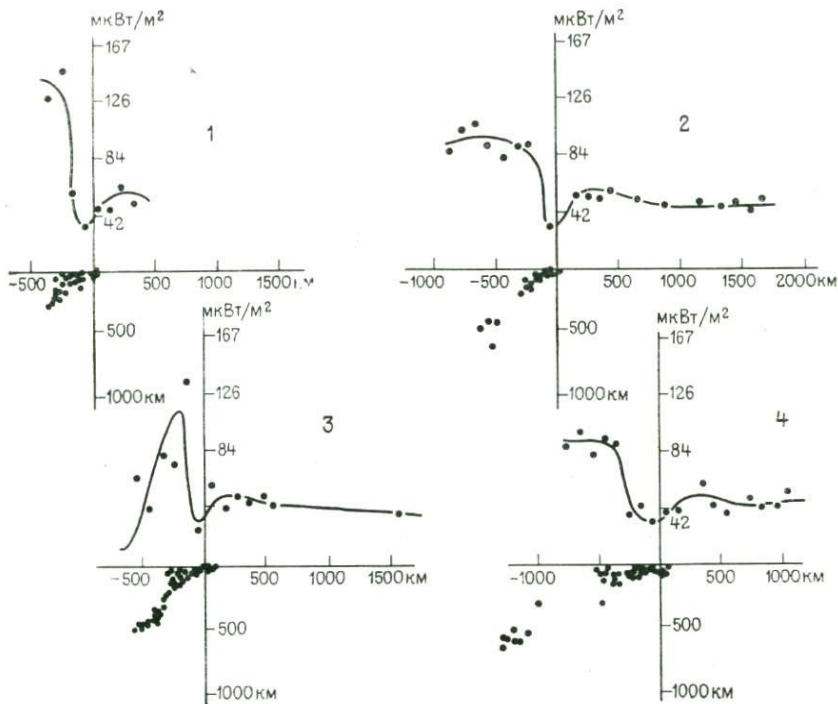


Рис. 15. Кривые теплового потока и сейсмические зоны в различных желобах северо-западного сектора Тихого океана

1—4 дуги (1 — Рюкю, 2 — Курильская, 3 — Боннинская, 4 — Японская). По С. Уэда (1978 г.)

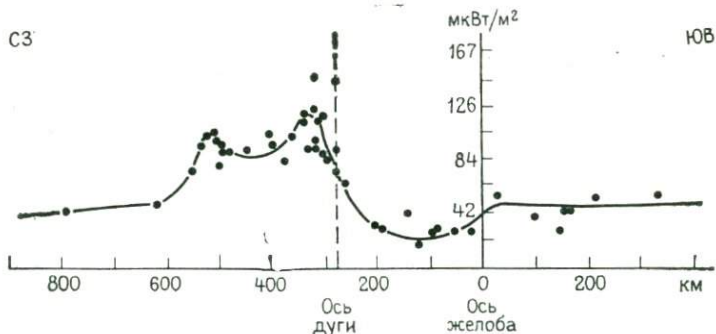


Рис. 16. Распределение значений теплового потока вкост простираения Курило-Южно-Камчатской островной дуги относительно оси Курило-Камчатского глубоководного желоба. По Г. С. Гнибиденко и др. (1980 г.)

ного тепла здесь чрезвычайно высоко. Относительное понижение (не повсеместное) кондуктивного потока может объясняться конвекционным выносом значительной части глубинного тепла к поверхности через вулканические каналы конвекционным путем, что понижает запасы тепла на определенных глубинах. Расчет

полного поступления тепловой энергии в вулканические области представляет значительные трудности, так как, помимо тепла, требующегося для расплавления излившихся лав, нужно знать количество выплавленных магм, застывших на глубине, и тепла, вынесенного газами.

Сказанное относится также к вулканическому поясу американского побережья. Наиболее высокий кондуктивный тепловой поток, как и на Камчатке, развивается позади вулканического пояса (так, поле аномально высокого теплового потока отмечается в тыловой части Андийского поднятия в Колумбии) [77 и др.].

Повышенный тепловой поток свойствен большей части окраинных морей. Закономерностью является расположение окраинных морей с высоким тепловым потоком над действующими сейсмофокальными зонами или непосредственно позади проекции на земную поверхность их нижней границы; части окраинных морей, располагающиеся перед фронтом сейсмофокальных зон (т. е. перед соответствующим им глубоководным желобом), по-видимому, лишены крупных положительных аномалий теплового потока. Так, повышенным тепловым потоком обладают расположения над Курильской сейсмофокальной зоной Южно-Охотская впадина (до 120 мВт/м^2), Японское море, также полностью расположенное над сейсмофокальными зонами ($85\text{—}146 \text{ мВт/м}^2$ с понижением на поднятии Ямато до 65), впадина Окинава в Восточно-Китайском море (за островной дугой и желобом Рюкю — до 200 мВт/м^2), примыкающая к Марианской — Идзу-Боннинской дуге восточная часть Филиппинского моря (бассейны Паресе-Вела и Сикоку восточнее подводного хребта Кюсю — Палау, до $100\text{—}125 \text{ мВт/м}^2$), расположенные позади Филиппинских островов дуги и желоба, частью над соответствующей сейсмофокальной зоной морей Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси. Повышенный тепловой поток отсутствует в Западно-Филиппинском бассейне к западу от хр. Паресе-Вела, располагающемся перед фронтом сейсмофокальных зон островных дуг Филиппинской и Рюкю, и в бассейнах Кораллового моря, перед цепью желобов и фронтом сейсмофокальной зоны Соломоновых — Ново-Гебридских островов.

Позади дуги Тонга — Кермадек высокий тепловой поток отмечается в междуговой впадине перед хр. Колвилл-Дау (впадина Лау-Хавр), но отсутствует в расположенной далее Южно-Фиджийской котловине. Последняя может рассматриваться как площадь перед фронтом сейсмофокальной зоны Новых Гебрид. Глубоководный бассейн Берингова моря позади Алеутской дуги также несет положительные тепловые аномалии до 125 мВт/м^2 и выше, хотя и небольшой ширины, что может быть связано с небольшой глубиной Алеутской сейсмофокальной зоны. Особенно высокий тепловой поток наблюдается в Командорской котловине, которая «является уникальным «горячим пятном» на земном шаре и по мощности теплового выноса превосходит Исландию» [6, с. 114].

Таким образом, существование высокого теплового потока над сейсмофокальными зонами, проявляющегося, помимо островных

дуг и краевых континентальных поднятий (типа андийского), в глубоководных окраинных бассейнах, представляется вполне очевидным. Привлекает внимание исчезновение высокого теплового потока на подводной возвышенности Ямато, характеризующейся существенно континентальной корой, а также на примыкающей к п-ову Корея Восточно-Корейской подводной возвышенности в Японском море. Вместе со снижением величины теплового потока в северной мелководной части Японского моря это обстоятельство позволяет предполагать, что расположенные над сейсмофокальными зонами глубоководные впадины окраинных морей с отчетливо выраженным океаническим строением фундамента имеют под собой приближенные к поверхности источники тепла.

Необходимо отметить, что в современных глубоководных окраинных бассейнах отсутствуют достоверно установленные вулканы, несмотря на то что фундамент этих бассейнов считается базальтовым, т. е. вулканическим, и отдельные горы в их пределах часто принимаются за потухшие вулканы. Признаков современных вулканических извержений в глубоководных частях окраинных бассейнов пока не обнаружено, несмотря на обилие вулканических извержений на прилегающих островных дугах (включая обращенные в сторону окраинных бассейнов их тыловые подводные склоны). Как упоминалось, признаков подобных излияний (в виде прослоев базальтов или других лав среди осадочного разреза) не обнаружено и при глубоководном бурении во внутренних частях окраинных бассейнов. Очевидно, тепловой поток в окраинных морях недостаточен для широкого развития в их пределах вулканической деятельности (во всяком случае в их современном состоянии), в противоположность островным дугам, где образование магматических расплавов, постоянно находящихся выход на земную поверхность, происходит в больших масштабах. Причину различий можно видеть как в количествах тепла, доставляемого из области сейсмофокальной зоны, так и в составе и строении литосферы под островными дугами и окраинными морями, а также, вероятно, в наличии в окраинных морях водного покрова, способствующего рассеянию поступающей из глубин тепловой энергии.

Многочисленными измерениями в других областях (см. рис. 15 и 16) установлено, что величина теплового потока резко снижается при переходе от вулканического пояса к континентальному склону. В верхней и средней частях континентального склона измеренные величины теплового потока весьма непостоянны и колеблются, например, на склоне Курило-Камчатского желоба от 17 до 155 мВт/м² при преобладании значений 40—60 мВт/м² [70]. К подножью колебания снижаются, хотя и здесь наряду с замерами от 40 мВт/м² и меньше встречаются замеры 80—105 мВт/м².

Наиболее низкие значения теплового потока, что отмечалось многими авторами, относятся к осевым зонам глубоководных желобов. Здесь довольно обычны замеры меньше 40, до 25—16 мВт/м² и даже, хотя довольно редко, менее. В Курило-Камчатском желобе на двух станциях были получены отрицательные зна-

чения теплового потока [66]. Однако в том же Курило-Камчатском желобе замеры на отдельных станциях достигают 85 мВт/м^2 [70]. В осевой части желоба Нансей против о-ва Сикоку они составляют 90 мВт/м^2 , а в начале его океанического склона — до 250 мВт/м^2 [105 и др.]. На северном окончании Курило-Камчатского желоба и западном Алеутского средние величины теплового потока резко повышены и составляют $80\text{—}100 \text{ мВт/м}^2$ [66], причем тепловой фон Алеутского желоба является повышенным по сравнению с другими желобами.

На основании неравномерности наблюдаемого в желобах теплового потока при значительных различиях замеров на близко расположенных станциях Я. Б. Смирнов и В. М. Сугробов пришли к выводу, что получаемые в желобах замеры во многих случаях являются заниженными вследствие циркуляции морской воды в подвергшихся дроблению породах, перекрывания коренных пород оползнями и быстро накапливающимися осадками суспензионных потоков [65, 66 и др.]. Возможное занижение в замерах действительного теплового потока желобов составляет, по мнению Я. Б. Смирнова, $10\text{—}50\%$ [65]; поэтому отрицательная аномалия теплового потока в тектонических желобах, по мнению Я. Б. Смирнова и соавторов, «может оказаться ложной». Средний тепловой поток для желобов оценивается большинством исследователей в $37\text{—}42 \text{ мВт/м}^2$, что близко к нижнему пределу среднего теплового потока Земли и равно обычному тепловому потоку в подножье склонов спрединговых хребтов. Согласно С. Уэда и другим авторам, ось наиболее низких значений теплового потока, подобно оси отрицательной гравитационной аномалии, сдвинута от оси желоба к подножью континентального склона.

От осевой зоны желоба в сторону внешнего океанического вала величина измеряемого теплового потока повышается. Так, на валу Зенкевича против Курило-Камчатского глубоководного желоба он составляет $42\text{—}63 \text{ мВт/м}^2$, в отдельных случаях поднимаясь до 85 и более и опускаясь до 20 мВт/м^2 [70]. Среднее значение теплового потока на океанических валах оценивается по статическим расчетам $50 \pm 13 \text{ мВт/м}^2$. На внешнем склоне желоба между осевой зоной и океаническим валом также преобладают величины $42\text{—}65 \text{ мВт/м}^2$.

ОСАДКИ И ФУНДАМЕНТ ЖЕЛОБОВ

Многочисленные сейсмоакустические профили позволяют судить о залегании и мощности осадков на склонах и дне желобов.

Осадки континентального склона образуют чехол значительной, но непостоянной мощности. На наиболее крутых участках и уступах, главным образом в нижней части склона, осадки в ряде случаев отсутствуют; в остальной части континентального склона развиты осадки мощностью 1 км и выше, достигающей в «карманах» — грабенах $2\text{—}3,5$ км (например на склоне Камчатки) [70]. Поверхность части упоминавшихся выше подводных террас на

континентальном склоне имеет аккумулятивное происхождение и отвечает заполненным осадками грабенам. Внутри толщ большой мощности, заполняющих грабены, на акустических разрезах нередко различаются 1—2 стратиграфических несогласия при сохранении пологого залегания слоев. В некоторых случаях внутри грабенов наблюдаются более значительные складчатые дислокации, происходившие, судя по сохранению субгоризонтального залегания в близповерхностных слоях, в подводных конседиментационных условиях. На выположенных участках склона (террасах), обусловленных уступами фундамента, осадочный чехол часто повторяет поверхность последнего, т. е. имеет облекающий характер. По данным глубоководного бурения осадки континентального склона представлены илами различного состава, алевроитами, в ряде случаев турбидитовыми плохо сортированными песками и гравийным, иногда до мелкогалечного, материалом. Коренные породы на лишенных осадочного чехла участках, как показывают драгировки, большей частью представлены разностями, близкими к поверхностным выходам прилегающей суши: различного рода вулканитами, интрузивными породами, в том числе кислого состава, в различной степени метаморфизованными осадочными и собственно метаморфическими породами. Диапазон возраста таких пород оказывается очень широким. Вблизи подножья континентальных склонов драгировками обнаружены метаморфические сланцы зеленокаменного типа, амфиболиты и серпентиниты. Выходы коренных пород часто несут кору подводного выветривания.

Осадки на дне желоба, следующем за подножием континентального склона (т. е. в собственно осевой части желоба), значительно отличаются прежде всего по мощностям (рис. 17 и 18). Их мощность при горизонтальном и субгоризонтальном залегании редко превышает 250 м, а иногда и значительно меньше. Кроме того, вблизи осевой части желоба часто встречаются участки выходов коренного ложа (сейсмоакустического фундамента). Из-за больших глубин этот материал редко удается поднять на поверхность, но по геофизическим параметрам он обычно соответствует основным и ультраосновным породам. Там, где его удается драгировать (большей частью уже на внешних склонах желобов), он представлен сильно измененными мафическими породами, принимаемыми в большинстве случаев за палеотипные базальты и их туфы, а также метаморфизованными габброидами и серпентинитами. По существу, осадки в осевой долине желоба, как и на его склонах, там, где их мощность мала, залегают в осложняющих рельеф коренного фундамента желоба грабенах. Это хорошо видно, например, на профилях Перуанско-Чилийского желоба (рис. 19 и 24).

Сказанное относится к глубоким и крупным желобам, сопровождающимся глубокими и отчетливо выраженными сейсмофокальными зонами — Курило-Камчатскому, Японскому, Марианскому, Тонга, Перуанско-Чилийскому. В некоторых менее глубоких жело-

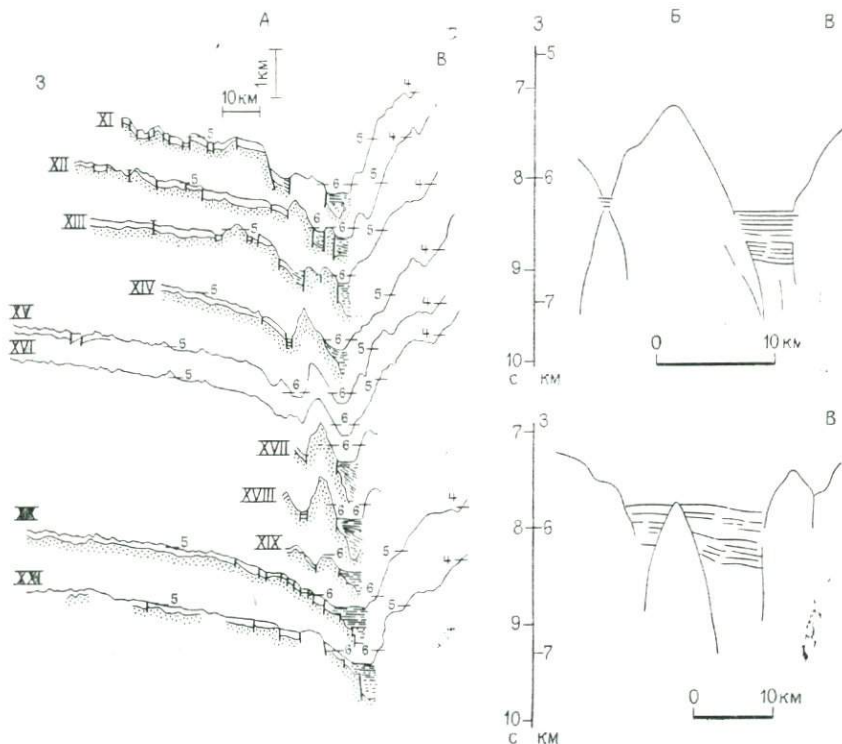


Рис. 17. Залегание осадков в Перуанском желобе. По Р. Принсу и Л. Калму (1975 г.)

А — серии профилей по данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП); штрих — слоистость в осадках, точки — акустический фундамент. Б — примеры разрезов (непосредственная запись по отраженным волнам) осевой части желоба: сверху профиль XVII, внизу — XXIII (в рис. А не включен); арабские цифры — глубина (в км), римские — номера профилей

бах, сопровождающихся прерывистыми и не достигающими предельных глубин сейсмофокальными зонами, мощность осадков в осевой части желоба оказывается большей. Примером может служить Эллинский желоб в Средиземном море, мощность осадков в осевой части которого, по данным сейсмических разрезов, достигает 1 км; скважинами глубоководного бурения здесь были вскрыты осадки до 480 м мощностью четвертичного возраста [102]. Как и в других желобах, эти осадки залегают горизонтально. Существуют также полностью захороненные осадками желоба, обнаруживаемые только при сейсмических исследованиях; признаки существования сейсмофокальных зон в этом случае отсутствуют. Захороненные желоба такого рода обнаруживаются, например, у обоих побережий Северной Америки [23, 92, 93 и др.]. Основная часть осадков в этом случае также имеет горизонтальное или субгоризонтальное залегание. Очевидно, наименьшая мощность осадков на дне желоба отвечает наиболее активным

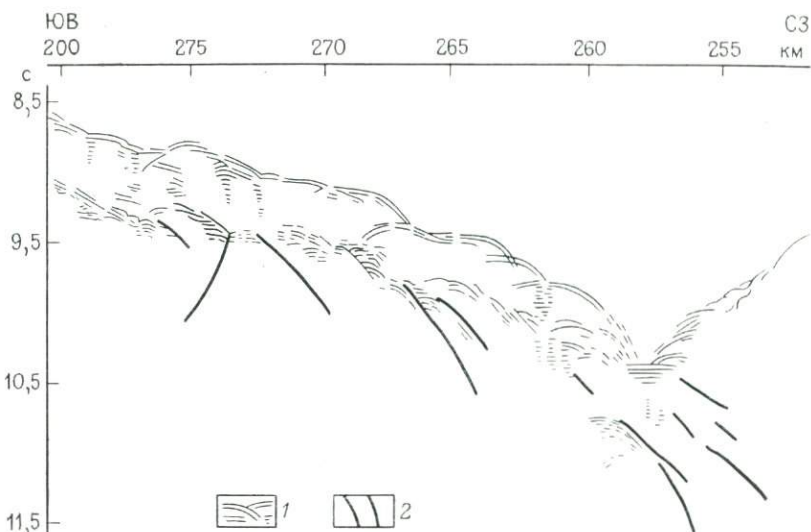


Рис. 18. Разрез через осевую часть Курило-Камчатского желоба у южного окончания Камчатки. На основе разреза НСП из Г. С. Гнибиденко и др. (1980 г.)

1 — отражающие площадки; 2 — разломы в акустическом фундаменте

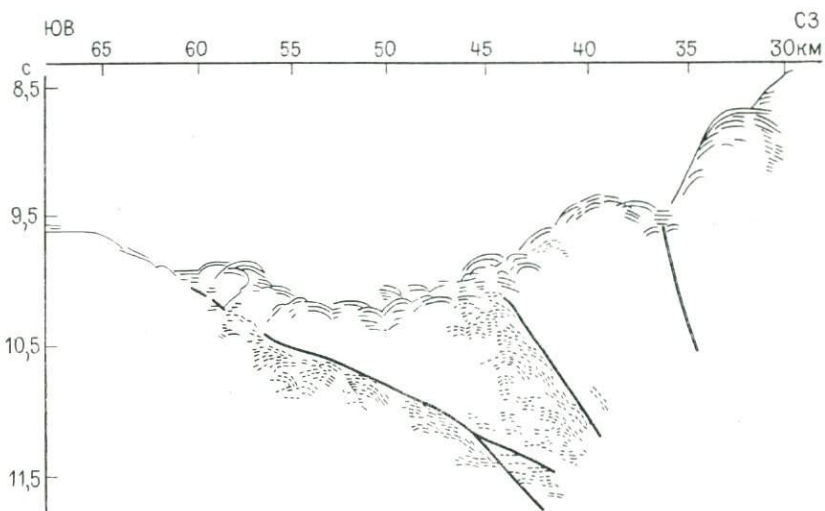


Рис. 19. Разрез через осевую часть Курило-Камчатского желоба у его северного окончания. На основе разреза НСП, из Г. С. Гнибиденко и др. (1980 г.)

Условные обозначения см. рис. 18

сейсмофокальным зонам. Иначе говоря, желоба заполняются осадками по мере угасания деятельности сейсмофокальных зон.

По составу осадки осевой части желобов близки осадкам континентального склона. Наряду с глубоководными илами и глинами здесь отлагаются турбидиты, содержащие грубозернистые

прослой до гравийных и мелкогалечных (по данным драгировок). На сейсмоакустических профилях в грабеновых структурах на дне желобов можно видеть отдельные стратиграфические несогласия (см. рис. 17). Наличие таких несогласий сторонниками субдукции иногда привлекается в качестве аргумента, подтверждающего пододвигание плит: предполагается, что они отражают деформации, вызванные пододвиганием [115]. Эта точка зрения не может быть принята, так как несогласия слишком незначительны; после приведения сейсмических разрезов к нормальному соотношению вертикального и горизонтального масштабов их угловая величина практически неопределима. Подобные и более значительные несогласия обычны в осадках, отлагаемых течениями, в том числе турбидитовых.

Разрезы, полученные при непрерывном сейсмоакустическом профилировании, показывают и иные формы размещения осадков в осевых частях желобов, помимо сосредоточения их в грабенах. На рис. 18 представлен случай, когда в осевой щели желоба залегает маломощная призма осадков треугольного сечения с горизонтальной слоистостью. Непосредственно ниже в коренном фундаменте начинаются погружающиеся в сторону континентального склона наклонные тектонические поверхности, продолжающие по своей ориентировке поверхность океанического склона и, очевидно, составляющие зону основных тектонических перемещений. Сейсмически прозрачный слой, отвечающий осадочному чехлу, наблюдается и на поверхности океанического склона, однако он не составляет прямого продолжения осадков осевой зоны. Мощность чехла на океаническом склоне, по-видимому (отдельные детали геологического разреза на сейсмических записях подвергаются искажениям), возрастает в сторону океана. Образование обособленной призмы осадков может быть объяснено временным приостановлением движений в зоне основных перемещений.

На рис. 19 наблюдаются такие же наклонные поверхности в фундаменте под осью желоба, но осадочный чехол имеет иной характер. Неправильная форма проявляющихся в нем внутренних структур позволяет предположить существенно оползневое его происхождение. Чехол распространяется на подножье океанического склона, приобретая свойственный последнему наклон в сторону континента и затем резко прерывается; за фронтом его распространения поверхность океанического склона представлена выходами коренного фундамента. Если материал осадочного чехла поступал с континентального склона, что наиболее вероятно, он испытал горизонтальное перемещение от оси желоба к океану, так как иначе не смог бы приобрести наклон, отвечающий поверхности океанического склона. Размещение осадков в осевой части желоба, представленное на рис. 19, довольно характерно, в частности, оно отмечено на ряде сейсмоакустических профилей в Японском желобе.

Осадки океанического склона глубоких желобов, как уже отмечалось, образуют менее разорванный чехол по сравнению с при-

осевой частью желоба, и выходы коренного (акустического) фундамента при продвижении к океаническому валу становятся более редкими. В открытом океане осадочный чехол, как известно, становится сплошным. При этом на сейсмоакустических профилях хорошо заметно разрастание мощности осадочного чехла в направлении от оси желоба к океаническому валу (например, в Японском желобе, см. рис. 10). Это обстоятельство привело некоторых исследователей (В. В. Здравенина, использовавшего материалы по Курило-Камчатскому желобу) к предположению, что желобам свойственно особое распределение подводных течений, приводящее к отложению больших количеств осадков на океаническом склоне желоба по сравнению с его осевой частью [28]. Как показывают данные глубоководного бурения, осадки океанических склонов желобов, так же, как океанических валов и располагающихся далее открытых океанических бассейнов, в верхней части всегда представлены илами и глинами и не содержат прослоев грубого материала турбидитового типа (относительно грубозернистыми бывают лишь некоторые туфовые прослои). Однако в средней и нижней частях осадочного чехла встречаются прослои турбидитового характера, вплоть до мелкогалечных (например, в Филиппинском море). Мощность осадочного чехла в верхней части океанического склона желобов близка к мощностям чехла в открытом океане и достигает 500—600 м и более.

В пределах океанических валов отмечаются выходы свежих базальтов, чередующихся в разрезе с осадочными отложениями; можно предположить, что этим структурам свойствен подводный вулканизм.

Глава II КРИТИКА СУБДУКЦИОННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

РАЗВИТИЕ СУБДУКЦИОННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В 1961 г. Р. Дитц высказал мнение о разрастании океанического дна от срединноокеанических хребтов (спрединге) и пододвигании океанической коры под континенты [22]. Он исходил из известного представления о существовании мантийных конвекционных ячеек; по высказываемому им предположению, срединноокеанические хребты отвечают границам расхождения конвекционных ячеек, в то время как противоположные участки ячеек нисходящего направления подтекают под континенты. Таким образом, океаническая кора, которая представляет собой выходящую на поверхность мантию, пододвигается под континенты в области желобов. «Так

как модель вытекает из концепции, — замечает Р. Дитц, — автор не пытается ее защищать» [22, с. 209]. Причину пододвигания он видит в том, что континент представляет препятствие для растекающейся мантии. Согласно этому пониманию по краям каждого океана должны существовать свои границы пододвигания. То, что таких границ в океанах Атлантическом, Северном Ледовитом и большей части Индийского нет, Р. Дитц объяснил дрейфом прилежащих к ним континентальных блоков, совершаемым вместе с симой. Это общее объяснение, однако, явно неприменимо, например, к Африке, которая не может дрейфовать указанным способом на запад или на восток, будучи окружена срединными хребтами. Помимо того, внутри Африки расположен субмеридиональный рифт, отвечающий согласно Р. Дитцу, месту встречи восходящих потоков мантийных ячеек.

В построении Р. Дитца плодотворной оказалась основная идея о разрастании дна океанов от срединных хребтов. Позднее она была подкреплена многочисленными данными глубоководного бурения, а также геофизическими материалами, свидетельствующими о распространении по сторонам срединных хребтов симметрично расположенных полосовых магнитных аномалий. Описание этих аномалий вместе с истолкованием с позиций спрединга было впервые дано Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом в 1963 г. [17].

Наша задача, однако состоит в рассмотрении представлений о субдукции. Идея Р. Дитца об исчезновении излишков литосферы, образуемой при спрединге, путем ее пододвигания нашла дальнейшее развитие в серии статей, вышедших в 1968 г. и положивших начало новой глобальной тектонике. Первой была статья В. Моргана [46]. Автор предложил геометрическую модель, с помощью которой может быть описан современный процесс континентального дрейфа. Поверхность земного шара в этой модели разделена на ряд крупных блоков, объединяющих континенты с частями океанов, дополненных отдельными, более мелкими. Объединение континентов и океанов в единые блоки (которые стали позднее называться плитами) явилось новым вкладом в создаваемую концепцию. Плиты обладают абсолютной жесткостью как в континентальных, так и в океанических частях; на стороне создаваемой срединноокеаническими хребтами, они наращиваются новой океанической корой, по боковым ограничениям скользят друг относительно друга, на противоположной стороне, представленной границами желобового типа, называемыми также «границами сжатия», разрушаются.

Отказ от противопоставления океанической и континентальной коры и от признания различий их механических свойств позволил переносить границы разрушения из одного океана через прилегающий материк в другой океан. Это дало возможность сопрягать движения в удаленных срединных хребтах и желобах. Но и в этом случае границ, представленных желобами, оказалось недостаточно, поэтому к ним добавлены границы, создаваемые аномальными, как считает В. Морган, подводными хребтами. За образец последних

был принят расположенный к югу от Новой Зеландии на ее простирании хр. Маккуори. «Автор полагает, что возникновение этого хребта связано с процессом медленного сжатия; быстрое сжатие влечет образование структур типа желобов» [46, с. 68]. Сравнительно небольшой хр. Маккуори (протяженностью 1200 км) остается единственным примером такого хребта; за его упоминанием следует пояснение: «автор исходил из того, что системы, характеризующиеся медленным сжатием, трудно диагностировать и поэтому их легче всего наметить в наиболее подходящих местах». Подобным образом намечается «граница типа сжатия между Европой и Африкой на месте Средиземного моря»; упоминаются также «складчатые горы к северу от Персидского залива» [46, с. 68, 69]. Приведенными (почти полностью) замечаниями ограничивается сказанное о процессах, происходящих на границах типа сжатия, в том числе сопровождающихся глубоководными желобами. Остальная часть статьи В. Моргана посвящена описанию предполагаемых перемещений плит.

Несколько более развернуто концепция субдукции рассматривается в статье Кс. Ле Пишона [38]. Как и у В. Моргана, она посвящена в основном вопросам спрединга и перемещения плит (рис. 20). Приведя обоснование представлений о спрединге, в основном в соответствии со взглядами Ф. Вайна и Д. Мэтьюза [17], Кс. Ле Пишон ставит естественно возникающий вопрос — происходит ли расширение Земли, если спрединг вызывает постепенное расширение океанов? Доказательство отсутствия расширения Земли, предлагаемое Кс. Ле Пишоном (единственное не только в его статье, но, по-видимому, во всей литературе, поддерживающей новую глобальную тектонику), излагается ниже: вместе с доводами, показывающими его неубедительность, в гл. VII, а также в статье автора [82]. Кс. Ле Пишон считает приводимое им рассуждение достаточным и делает следующее логическое заключение: «если Земля не расширяется, — пишет он на с. 106, — должны существовать (разрядка — Ю. Ч.) также другие границы блоков земной коры, вдоль которых земная кора сокращается или разрушается» [38]. О месте нахождения таких границ говорится следующее: «Если ось хребта, испытывающего спрединг, представляет хорошо определенную границу, то положение других границ (т. е. границ разрушения плит — Ю. Ч.) определяется не столь хорошо. Выбор этих границ основывается на сейсмологических и физико-географических данных. Активные глубоководные желоба и Альпийско-Гималайский горный пояс являются очевидными объектами выбора» [38, с. 110]. Таким образом, на основании заключения о неизменном размере Земли делается вывод об обязательном существовании на Земле границ разрушения (уничтожения, исчезновения с поверхности) плит. Среди известных образований наиболее подходящими при выборе подобных границ признаются желоба и (там, где их не хватает) горные цепи.

Относительно существа процессов, происходящих на границах уничтожения литосферных плит, Кс. Ле Пишон полагал, что плиты

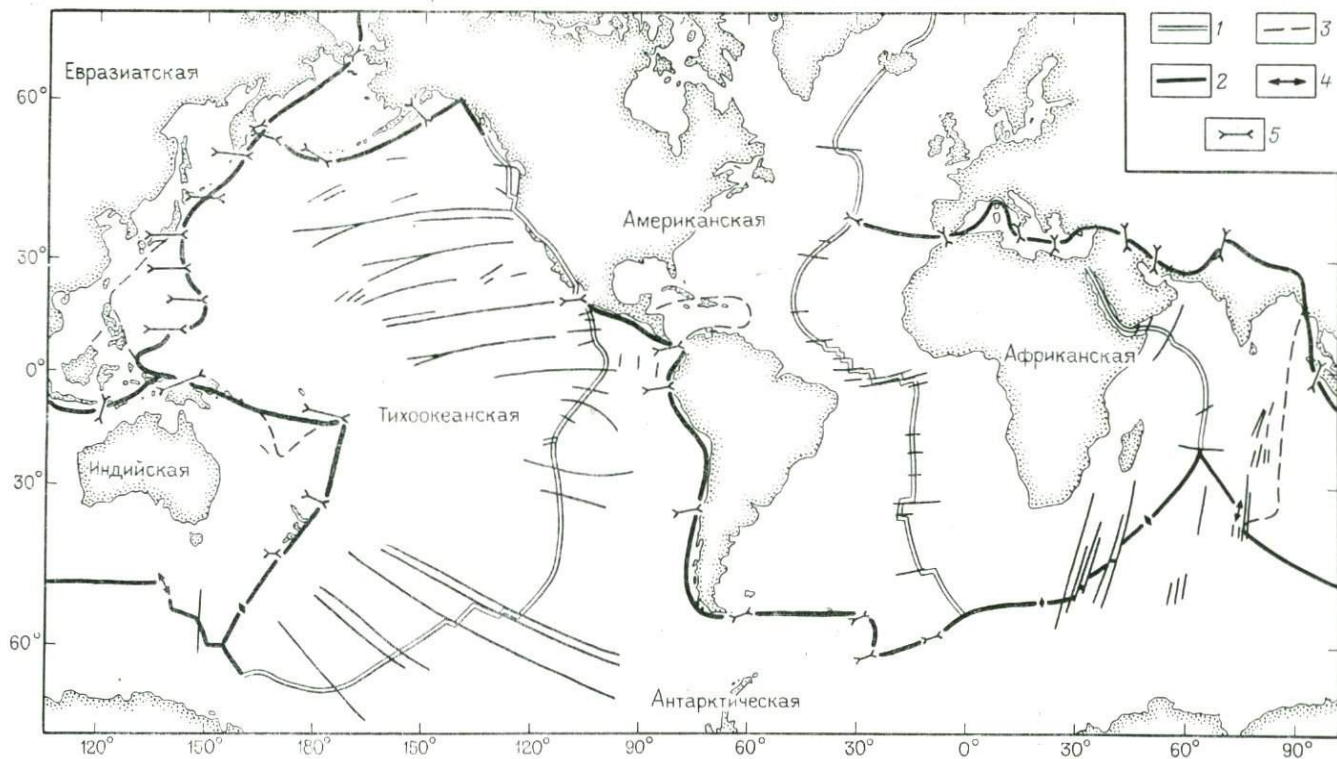


Рис. 20. Карта движения плит. По Кс. Ле Пишону (1974 г.)

Границы наращивания плит: 1 — со скоростями, определенными по временной шкале полосовых магнитных аномалий, 2 — с вычисленными скоростями, 3 — других возможных плит; 4 — растяжение (разрастание плит); 5 — сжатие (пододвигание плит); длина условных знаков 4–5 в легенде указывает масштаб скорости разрастания и пододвигания (10 см/год)

погружаются в глубины Земли; соответственно эти границы он назвал спусками (sinks).

Следующей явилась статья Б. Айзека, Дж. Оливера и Л. Сайкса [3]. Ее авторы — сейсмологи — приняли схему плит, предложенную Кс. Ле Пишоном, видя подтверждение ее правильности в том, что выбранные границы плит — срединноокеанические хребты, зоны желобов и, в значительной части, Альпийско-Гималайский пояс — отвечают основным сейсмичным поясам мира (исключая, правда, границу Североамериканской и Евразийской плит, где подобного пояса нет). Вопрос о самом существовании плит мы здесь рассматривать не будем. Отметим лишь, что расположение зон разрастания и поглощения, т. е. срединноокеанических хребтов и желобов на границах выделенных Кс. Ле Пишоном шести основных плит, не согласуется с принятой в новой глобальной тектонике идеей однонаправленного (транспортерообразного) движения жестких плит более того, все плиты при приложении критериев, предложенных гипотезой плит, оказываются полностью расширяющимися (гл. VII). Мы остановимся на обосновании субдукционных представлений, которые Б. Айзеком и соавторами изложены наиболее последовательно и аргументированно. Последующие работы мало добавили к высказанным ими положениям, причем ни одна из них не рассматривала вопросы субдукции в целом подробнее.

Б. Айзеком, Дж. Оливером и Л. Сайксом введен для обозначения отстаиваемой ими концепции получивший затем широкое употребление термин «новая глобальная тектоника». Они отмечали, что их работа посвящена защите новой концепции и не является беспристрастной. Это замечание свидетельствует о стремлении к объективности. Однако некоторые приводимые в статье аргументы выглядят все же слишком тенденциозно. Так, авторами приводится обобщенная схема векторов смещений в очагах землетрясений (рис. 21), на которой стрелками показаны горизонтальные составляющие относительных смещений, определенные для очагов землетрясений. По мнению авторов, схема демонстрирует совпадение полученных векторов с векторами перемещения плит на схеме Кс. Ле Пишона (см. рис. 20). Но относительные смещения должны были показываться двумя противоположно направленными стрелками, поскольку ни одно из крыльев плоскостей смещений в очагах землетрясений не имеет оснований считаться закрепленным в какой-то жесткой системе. Если же ограничиваться одним вектором, то с равным основанием можно было изобразить стрелки обратного направления и, следуя логике авторов, сказать, что они везде противоречат схеме Кс. Ле Пишона.

Рассмотрение субдукции авторы начинают тем же рассуждением, что В. Морган и Кс. Ле Пишон: «Если коровый материал где-то погружается в мантию, то островные дуги являются подходящими местами для такого погружения» [3, с. 146]. И далее, со ссылкой на Ф. Венинг-Мейнеса, Г. Беньофа, Г. Хесса и Р. Дитца: «Асимметричная структура дуг и приуроченность к ним землетрясений позволили предположить, что эти структуры являются ре-

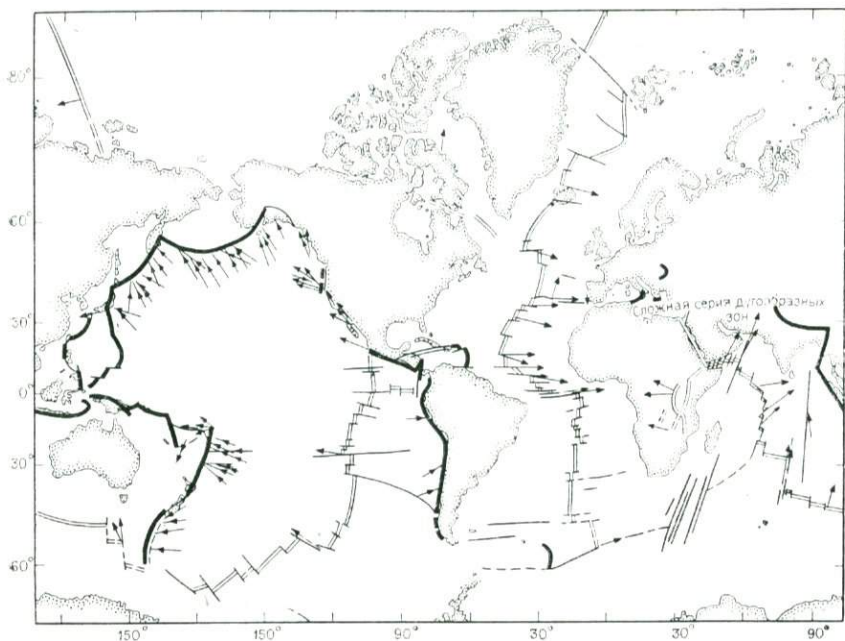


Рис. 21. Карта векторов смещений. По Б. Айзексу и др. (1974 г.)

Двойные линии — границы разрастания плит в срединноокеанических хребтах, жирные линии — границы пододвигания; стрелки указывают горизонтальные составляющие относительных смещений в очагах землетрясений. Поскольку в направлении падения поверхностей субдукции ориентированы оси главных напряжений и ориентировка плоскостей смещений относительно них случайна, с равным основанием можно было показывать стрелки обратного направления

результатом проявления напряжения сжатия, направленного перпендикулярно дуге» [3, с. 146]. Таким образом, авторы также признают, что основной причиной выбора желобов и островных дуг как зон погружения явилась необходимость найти место исчезновения излишков литосферы, возникающих при спрединге срединно-океанических хребтов исходя из постоянного размера Земли.

Для объяснения погружения литосферы Б. Айзекс и соавторы использовали сейсмологические данные о существовании сейсмофокальных зон. Предложенная ими модель такова: сейсмофокальные зоны сопровождают границу пододвигания одних плит под другие и отражают глубину проникновения и форму пододвинутой плиты. Последняя представляет собой плоскую наклонную пластину, в некоторых случаях — ту же пластину, испытавшую деформации или распадение на несколько частей (рис. 22). Мощность жесткой литосферы, слагающей океаническую плиту, принимается в 100 км или несколько менее; существенных различий между океанической и континентальной литосферой не отмечено. Причины, определяющие место изгибания плит и начало их пододвигания, не объясняются.

Сохранение плитой до глубин 720 км обособленной от окружающей мантии формы плоской пластины считается следствием свойственной ей до этих глубин относительно низкой температуры: «Судя по современным оценкам скоростей прохождения сейсмических волн в литосфере и по другим параметрам, погружающаяся плита в течение длительного времени, видимо, должна оставаться значительно холоднее своего окружения» [3, с. 140]; приводимые данные согласуются «с концепцией холодной, относительно прочной плиты, движущейся через относительно вязкую астеносферу» [3, с. 158]. Порядок температур и параметры их изменения в ходе погружения плит не приводятся.

Сейсмологические данные, приводимые Б. Айзексом и соавторами, используются как материал для построения модели субдукции; в возможности построения модели авторы видят доказательства ее правдоподобности. Прямых свидетельств существования процессов субдукции эти данные не содержат. Рассматриваются следующие сейсмологические данные:

1) с сейсмофокальными зонами под островными дугами связаны аномальные пластообразные объемы верхней мантии, примыкающие непосредственно к ним снизу (т. е. объемам распространения очагов землетрясений) и характеризующиеся повышенными скоростями прохождения сейсмических волн и низким их поглощением (высокой добротностью). Мощность таких зон (см. рис. 7) определяется примерно в 100 км (следует отметить, что наиболее детальные исследования, проведенные в районе Курило-Камчатской дуги, показали, что они состоят из многих участков с резко различающейся добротностью) [36]. Зона высокой добротности отождествляется с погружающейся плитой;

2) возникающие в условиях растяжения, согласно существующим определениям, близповерхностные землетрясения под желобами и их океаническими склонами, а также грабены на океанических склонах являются следствием изгибания поддвигающейся литосферы в месте ее погружения (о грабенах на континентальном склоне желобов авторы не упоминают). Относительно близповерхностных землетрясений, располагающихся со стороны островной дуги и континента, высказывается сомнение в приводимых в литературе данных о распространении в их очагах сдвиговых движений и отдается предпочтение сведениям о смещениях типа надвигов;

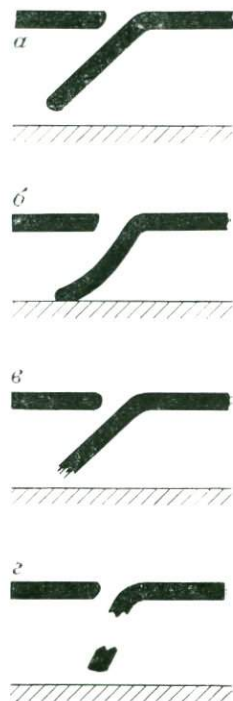


Рис. 22. Различные случаи (а—д) поддвижения плит. По Б. Айзексу и П. Молнару (1970 г.)

3) среди землетрясений, происходящих глубже 100 км, преобладания надвига-поддвиговых движений, которые предполагаются типичными для приповерхностных частей, уже не наблюдается. Наиболее четкой закономерностью считается тенденция расположения осей максимальных напряжений сжатия и, реже, напряжений растяжения в направлении падения сейсмофокальных зон (в более поздней, основанной на более полных материалах, статье Б. Айзекса и П. Молнара [111] напряжения растяжения и сжатия, ориентированные в направлении падения сейсмофокальных зон, были признаны одинаково распространенными). Ориентировка по падению напряжений как сжатия, так и растяжения приводит к одному результату — смещения в очагах вызываемых ими землетрясений ориентированы, согласно ориентировке критических сечений эллипсоида напряжений, вне плоскости падения сейсмофокальной зоны. «Плоскости направления смещения, — отмечают авторы, — как правило, непараллельны сейсмическим зонам; следовательно, эти ориентировки трудно увязать с простым скалыванием параллельно сейсмической зоне, фигурирующим в общепринятой интерпретации этой зоны» [3, с. 152]. Б. Айзекс и соавторы увязывают несоответствие между разнообразной ориентировкой смещений в очагах землетрясений и направлением предполагаемого пододвигания следующим образом: «механизмы глубокофокусных землетрясений отражают напряжения в относительно жесткой плите литосферы, а не непосредственно движения скалывания параллельно движению плиты, как того требует модель зоны простого разлома. Деформации скалывания параллельно движению плиты предположительно обеспечиваются конвекционным потоком или ползучестью (крипом) в прилежащих частях мантии» [3, с. 153].

В модели Б. Айзекса и соавторов содержатся противоречия. Во-первых, землетрясения оказываются прямым следствием перемещения плиты и происходят не на ее границах, а лишь внутри нее вследствие возникающих напряжений; таким образом, землетрясения порождаются побочными внутренними деформациями в плите, а основной процесс внедрения плиты в мантию не сопровождается разрушающими деформациями и выделением сейсмической энергии. Во-вторых, согласно определению, основанному на положении слоя высокоскоростной аномалии, погружающаяся пластина литосферы располагается под объемом распространения очагов землетрясений; последние приурочены к ее верхней границе (см. рис. 7). Согласно объяснению происхождения землетрясений, сейсмофокальная зона заключена внутри погружающейся пластины. Соответственно верхняя граница погружающейся пластины в первом случае должна совпадать с нижней границей сейсмофокальной зоны, а во втором — с ее верхней границей.

Ряд противоречий связан с объяснением температурного состояния погружающейся плиты. Мы рассмотрим их ниже. Остановимся еще на объяснении причин, вызывающих погружения плит. Сторонниками новой глобальной тектоники указываются две при-

чины — увлечение плит нисходящими потоками мантийных течений в пределах конвекционных ячеек (Р. Дитц, В. Морган, О. Г. Сорохтин) и их погружение под действием силы тяжести вследствие более высокой, чем в окружающей мантии, плотности (Кс. Ле Пишон, Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс). Объяснение погружения плит вместе с мантийными потоками привлекают сторонников этой точки зрения возможностью считать процесс погружения принудительным, не зависящим от свойств плиты. Однако в этом случае приходится применять схему конвекционных ячеек с подвергающейся справедливой критике искусственностью их форм и противоречиями между предположением о замкнутых конвекционных ячейках в мантии, ведущих к ее перемешиванию, и данными о наличии плотностного и иных видов расслоения мантии. Конвекционную схему трудно также увязывать с реальными формами земной поверхности и с предположением о вращении плит вокруг многочисленных, рассеянных по всей земной поверхности, полюсов. Как отмечает Кс. Ле Пишон, «трудно представить, что удлиненная коническая форма хребтов, скорости движения вдоль них, увеличивающиеся от нуля вблизи оси вращения до максимума на экваторе вращения, и ступенчатая форма смещений вдоль трансформных разломов обусловлены конвекционными течениями широкого масштаба, образующими восходящие потоки непосредственно под гребнями хребтов» [38, с. 107]. Представление о гравитационном погружении плит влечет за собой не меньшие трудности, поскольку погружаться должна существенно базальтового состава плита в ультраосновную, следовательно, более плотную мантию. Соображения о том, что плита погружается вследствие холодного состояния, повышающего ее плотность, трудно принять хотя бы потому, что слагающая ее литосфера, когда она составляла дно океанов и была наиболее охлаждена, в мантии не тонула.

Сказанное выше включает все основные аргументы, выдвинутые в пользу гипотезы субдукции при ее возникновении. Это в основном геофизические, более всего сейсмологические, данные, доставляющие сведения лишь косвенного характера относительно направления тектонических движений в сейсмофокальных зонах. Сама идея субдукции порождена не наблюдениями, а попытками совместить сведения о расширении океанов с представлением о постоянном размере Земли (у Р. Дитца также с поисками отражения в морфологии земной поверхности гипотетических замкнутых конвекционных мантийных ячеек).

В отношении собственно геологической аргументации, выдвигаемой в пользу новой глобальной тектоники, необходимо заметить следующее. Она носит тот же характер, что и геофизическая, т. е. имеет своей задачей показать, что фактический материал может быть согласован со схемой субдукции; о прямом подтверждении субдукции геологическими фактами речь идти не может, так как основные геологические явления, наблюдаемые в области развития сейсмофокальных зон, оказываются обратными по своему харак-



Рис. 23. Субдукция на западной окраине Южноамериканского континента. По Дж. Дьюю и Дж. Берду (1974 г.)

В желобах показано накопление мягких осадков

теру тем, которых можно было бы ожидать при субдукции; для их объяснения приходится предлагать в каждом случае дополнительные усложняющие гипотезы (что показывается подробнее в следующем разделе). Здесь отметим основное различие между географической и геологической аргументацией, используемой в поддержку субдукции: если первая использует весь объем современных сведений, то вторая — лишь самую общую их часть, сведенную к упрощенным абстракциям. Весь огромный конкретный геологический материал, относящийся к истории развития активных окраинных областей и многообразному детальному строению распространённых в них структур, никогда не удается использовать полностью. Это обстоятельство не является случайным — оно отражает принципиальную невозможность объяснения с точки зрения субдукции большинства геологических фактов. Действительно, если наблюдения ведутся на месте существования в геологическом прошлом окраинного моря и свидетельствуют о последовательном его раскрытии, идея субдукции требует увязки их с представлением о пододвигании морского фундамента в сторону прилегающего континента. При рассмотрении мелкомасштабных абстрагированных схем в этом случае можно обойтись соображениями о внезапных разворотах течений в мантии, но материалы, относящиеся к развитию земной поверхности, не могут корректироваться таким образом. Отсюда попытки приложения субдукционных представлений к материалам региональных геологических исследований приводят к разочарованиям или вовсе не предпринимаются.

Примером геологической разработки идей субдукции могут служить известные работы Дж. Дьюю и Дж. Берда (рис. 23). Подобные умозрительные разрезы (нередко наиболее подробные, когда они относятся к прошедшим геологическим эпохам, сопровождаемые предельно упрощенными мелкомасштабными схемами вместо карт) характерны и для более поздних работ сторонников новой глобальной тектоники.

ТРУДНОСТИ СУБДУКЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ

Хотя субдукционная точка зрения нередко объединяется в одно целое с гораздо лучше обоснованным представлением о спрединге и на этом основании предлагается в качестве разработанной теории, взятая отдельно, она не может толковаться иначе как гипотеза, практическое приложение которой приводит к большим затруднениям. Рассмотрим наиболее заметные из них.

Внедрение океанической литосферы в мантию. Согласно гипотезе субдукции происходит внедрение в твердую мантию твердой океанической литосферы в виде не испытывающей деформации пластины толщиной 70—100 км и протяженностью по падению до 1000 км, т. е. в 10 раз большей. Перемещение плиты оказывается, таким образом, подобным внедрению твердой пластины в среду малой вязкости. Оценки вязкости земной коры в верхней мантии не дают оснований считать это возможным. При величине вязкости земной коры в целом 10^{22} Па·с вязкость преобладающей части верхней мантии оценивается не ниже 10^{21} Па·с (вязкость составляющей подчиненную ее часть астеносферы 10^{20} — 10^{19} Па·с, что на 3—2 порядка выше вязкости стали). Взаимодействие близких по механическим свойствам твердых масс не может не сопровождаться взаимным разрушением, т. е. потерей погружающейся плитой формы уже в начале ее пути.

Изгиб и изменение формы плиты. В месте, где поддвигающаяся плита перестает быть горизонтально лежащим основанием океана и начинает погружаться, происходит ее излом. Линия излома отвечает пересечению выпуклой сферы, соответствующей поверхности Земли, с вогнутой (отвечающей форме большинства желобов) поверхностью погружения.

Переход плиты 100-км толщины от выпуклой формы к вогнутой (или плоской) не может произойти без разрушения ее как единого тела. Поскольку вся плита последовательно проходит через линию излома, ее погружающаяся часть не может сохранять какой-либо определенной формы, в частности формы пластины. На это обстоятельство указывал Е. Н. Люстих [41]. Он же отмечал, что простое изгибание плоской плиты толщиной 70 км тоже ведет к разрушению большей ее части. «При радиусе кривизны нижней поверхности плиты 200 км ее верхняя поверхность растягивается, а нижняя сжимается относительно средней поверхности на 15 % или больше. Между тем материал литосферы не может выдержать без потери прочности деформацию более 1—2 %. Значит, сохранить прочность может только «шейка» толщиной 5—10 км. Тогда усилие растяжения, создаваемое в ней уходящим вниз материалом плиты, увеличивается на порядок, и она неизбежно порвется тоже» [41, с. 927].

Образование окраинных морей. Согласно всем высказывавшимся в новой глобальной тектонике мнениям, зоны субдукции, отвечающие местам столкновения плит, являются зонами сжатия. Это определение можно найти во всех работах, поясняя-

щих движения плит. Однако по всей западной и северной окраине Тихого океана преобладающая часть площади над сейсмофокальными зонами и позади них занята окраинными морями, признаваемыми большинством исследователей, включая сторонников новой глобальной тектоники, не просто структурами растяжения, но структурами раздвигания, т. е. наиболее активной формы растяжения. В ходе образования Японского, Филиппинского, Баренцева морей вследствие их разрастания в кайнозое, а в значительной части лишь поздней его половине, т. е. в течение нескольких десятков миллионов лет, островные дуги перед названными морями удалились от континента на 700—2800 км. Наименьшая величина удаления относится к Японскому морю, возраст которого является наиболее молодым неоген-четвертичным. Таким образом, скорость раскрытия окраинных морей можно определить в 2—5 см/год, т. е. тем же порядком величин, что и океанический спрединг, и, в соответствии с положениями гипотезы плит, что и пододвигание в зонах субдукции. Тогда возникает вопрос — почему в тылу сейсмофокальной зоны вместо сжатия в 9 см/год (цифра, предложенная для Марианской дуги Кс. Ле Пишоном) происходит расширение в 5 см/год?

Существует два варианта объяснения этого противоречия. Согласно первому (предложенному Б. Айзексом и П. Молнар, поддержанному Кс. Ле Пишоном), растяжение окраинных морей происходит от того, что передовая часть плиты, погружающейся в мантию под воздействием собственного веса, на глубине нескольких сотен километров отрывается, начинает погружаться с повышенной скоростью и поэтому создает позади себя зону растяжения. Предположение, что базальтовая плита погружается в перидотитовую магму под действием силы тяжести быстрее по мере увеличения глубины и, следовательно, плотности мантии (а также температуры погружающейся плиты) неправдоподобно. Неправдоподобны и вытекающие из этого построения цифры: если у поверхности плита погружалась согласно Кс. Ле Пишону, со скоростью 9 см/год, то на глубине, если она продолжает двигаться с наклоном 45° (что тоже нельзя объяснить, так как под действием силы тяжести она должна «падать» вертикально вниз), скорость ее погружения, чтобы обеспечить горизонтальное растяжение в 5 см/год, должна увеличиться до $9 + 5 \cdot 1,5 \approx 16\text{—}17$ см/год. Если направление погружения круче, скорость должна быть еще больше. Но растяжение коры окраинного моря происходит все равно не в ту сторону, в которую нужно: не от континента в сторону островной дуги, а от островной дуги к континенту.

Второй вариант — предполагается, что пододвигание плиты вызывает образование над ней побочного потока мантийного вещества, который принимает у поверхности направление, обратное движению плиты и вызывает раскрытие окраинного моря. Предполагается также, что погружение плиты приводит к созданию над ней мантийного диапира, который, поднимаясь к поверхности, ведет к спрединговому разрастанию окраинного моря.

Оба варианта приводят к заключению, что островная дуга удаляется от континента со скоростью открытия окраинного бассейна и навстречу пододвигающейся плите. Островная дуга (или соответствующая ей граница, если считается, что дуга образовалась на какой-то поздней стадии) при этом должна активно надвигаться на пододвигающуюся плиту, заставляя линию излома этой плиты перемещаться в сторону океана, т. е. деформируя плиту и сокращая конвекционную ячейку под ней (если она существует). Таким образом, малый конвекционный поток под окраинным морем, являющийся побочным, при встрече оттесняет породивший его главный поток, это энергетически неправдоподобно.

Форма островных дуг и желобов. Согласно положениям тектоники плит, перемещение плит соответствует их вращению вокруг определенных полюсов на земной поверхности (т. е. вокруг оси, проходящей через эти полюса и центр Земли). При таком перемещении все точки плиты движутся по параллелям, проведенным из полюсов вращения, с одинаковой угловой скоростью и конфигурация плит не меняется. Форма границ погружения плит, таким образом, должна повторять форму границ поглощения, т. е. срединных хребтов. Такого соответствия нигде не наблюдается, и это обстоятельство уже свидетельствует о несоответствии представлений о жестких плитах действительности. Плиты при любых условиях должны быть признаны способными существенно менять форму и очертания. Однако и с таким отступлением от постулатов гипотезы плит объяснение характерной черты островных дуг, заключающейся в их выгибании в сторону океана, представляет большую трудность. Если причину этого выгибания видеть в различной скорости пододвигания плит посередине и на краях островных дуг, следует объяснить погружение плит с наибольшей скоростью в узких зонах, внутри входящих углов между дугами.

Правда, выгибание островных дуг можно естественно объяснить разрастанием окраинного моря, признаваемым новой глобальной тектоникой, поскольку скорость этого разрастания в центральной части окраинных морей, как следует из их формы, максимальна. Однако в этом случае влияние расширяющейся структуры окраинного моря на пододвигающуюся плиту состоит не только в отодвигании линии излома, но и в изменении формы этой линии, последовательно выгибающейся в сторону океана. Структура окраинного моря, таким образом, оказывается значительно активнее пододвигающейся океанической плиты.

В работах по новой глобальной тектонике вопрос о выпуклой форме островных дуг обычно не рассматривается.

Двойные системы сейсмофокальных зон с одинаковым направлением падения. По сторонам Филиппинского моря наблюдаются две сейсмофокальные зоны, одинаково наклоненные на запад, в сторону Азиатского материка. Согласно гипотезе субдукции, в обоих случаях должно происходить пододвигание морского (океанического) фундамента на запад, под Марианскую, а западнее под Филиппинскую — Рюкю дуги. Если

пододвигание дна океана под Марианскую дугу укладывается в общую схему субдукции, то внутри Филиппинского моря дело обстоит значительно сложнее. Восточную половину фундамента этого моря приходится считать надвигающейся на Тихоокеанскую плиту. Пододвигание возможно лишь для западной половины фундамента, если линию спрединга (в соответствии с представлениями сторонников гипотезы плит) поместить посередине Филиппинского моря (например, по хребту Кюсю—Палау). Выход в этом случае (хотя бы формальный) мог бы быть найден в построении асимметричной модели спрединга: западное спрединговое крыло Филиппинского моря вместе с Марианской островной дугой надвигается на Тихоокеанскую плиту, восточное крыло, т. е. лишь часть фундамента моря, пододвигается под Филиппинский архипелаг и о-ва Рюкю. Но и эта модель невозможна, так как если спрединговая зона наращивается симметрично, западное спрединговое крыло не должно быть шире восточного, а восточное целиком остается на поверхности; следовательно, можно найти объяснение происхождению фундамента западной части Филиппинского моря, аналогичной по ширине восточной его части, но не продолжения этого фундамента в виде погруженной на 1000 км (согласно положению сейсмофокальной зоны) плиты под Филиппинским архипелагом. В целях сохранения симметрии спредингового разрастания можно сдвинуть ось спрединга вплотную к желобам Филиппинскому и Рюкю; ее придется изогнуть соответственно простирацию этих желобов. Такие построения будут иметь мало общего с реальным строением Филиппинского моря. Нельзя также объяснить, почему сейсмофокальные зоны, желоба и островные дуги в западной части Филиппинского моря, образовавшиеся в таких специфических условиях, оказываются во всем аналогичными подобным образованиям на границах открытого океана, где происходит прямое пододвигание плит.

Двойные системы сейсмофокальных зон со встречным направлением падения. Противоречия, связанные со встречным падением сближенных субпараллельных сейсмофокальных зон, настолько очевидны, что не раз являлись предметом обсуждения. Речь идет в таких случаях в первую очередь о районе Новых Гебрид, Соломоновых островов и архипелага Бисмарка. Здесь происходит столкновение движущихся друг другу навстречу двух из шести выделенных Кс. Ле Пишоном основных плит — Тихоокеанской и Индо-Австралийской. Вместо того чтобы пододвигаться одна под другую, эти плиты при встрече пододвигаются обе; между ними остается полоса шириной от 250 до 1000 км, занятая указанными островами и прилегающими к ним участками моря (площадь которых превышает площадь суши). Предположения, высказанные по поводу такого соотношения плит, не предусматриваемого гипотезой, приведено, например, в сводной работе Кс. Ле Пишона с соавторами [39]. Суть их сводится к объяснениям, каким образом встречающиеся плиты разворачиваются и меняют направление движения на глубине — с тем, чтобы соот-

ветствовать наблюдаемому расположению сейсмофокальных зон. Вследствие искусственного характера этих построений мы не будем останавливаться на них подробно. В части выводов, относящихся к строению поверхности, здесь фигурируют сжатие, поскольку плиты сближаются, и всасывание, поскольку они обе уходят здесь на глубину. Сжатие объясняет существование островов, всасывание — крупных морских впадин между и рядом с ними. Распространение сжатия, однако, не подтверждается преимущественно пологим залеганием кайнозойских осадков на островах. Что касается всасывания, то крупные морские бассейны — Новогвинейское море в архипелаге Бисмарка и Северо-Фиджийская котловина — обладают фундаментом с обычными для окраинных морей геофизическими свойствами, т. е. не несут признаков бассейнов особого происхождения, которые сопровождалась бы, например, включениями в фундамент погруженных блоков континентальной коры (выходящей на о-ве Новая Британия). Существование этих морей, так же как и продольные грабенообразные впадины в группе Соломоновых островов, указывают на условия растяжения, а не сжатия и всасывания.

В меньшей мере показательна обстановка в Индонезийской (Индонезийско-Филиппинской) области. Эта область — Зондские острова и Филиппины — заключена между двумя крупными желобами — Зондским и Филиппинским, — сопровождающимся не относительно мелкими, как в области Новая Британия — Новых Гебрид, а очень глубокими наклоненными навстречу друг другу сейсмофокальными зонами (Зондская — наиболее глубокая из известных на Земле, с очагами землетрясений до 720 км). Следовательно ожидать, что там, где сближаются две области сжатия встречного направления, геологические формы сжатия проявятся особенно сильно. Вместо этого в Индонезийской области мы наблюдаем целую серию глубоководных окраинных морей — Южно-Китайское, Сулу, Сулавеси, Банда, мелкие бассейны, — вместе с очевидными признаками широкой деструкции континентальной коры. На юго-востоке Индонезийской области, где названные сейсмофокальные зоны сближаются настолько, что встречаются на глубине, и где, следовательно, по схеме субдукции неизбежно наложение встречных зон сжатия, большую часть земной поверхности занимают свидетельствующие о растяжении бассейны окраинного типа — моря Банда, Серам, Молуккское, Сулавеси, Флорес и Макасарский пролив.

Не менее убедительны как свидетельства отсутствия условий сжатия данные о залегании кайнозойских и верхнемеловых отложений в Индонезийской области. Представление о распространении в Индонезийско-Филиппинском архипелаге интенсивной альпийской складчатости, особенно в работах геофизиков, иногда бывает сильно преувеличенным. Обобщение сведений о тектонической структуре Индонезийского архипелага всегда приводит к другому выводу. Не только во внутренней его части на о-ве Калимантан, но и на окраинных островах Зондской дуги, на Суматре и значи-

тельной части Явы деформации палеоген-неогеновых отложений являются слабыми; указания на угловые несогласия внутри кайнозойских отложений, нередко приводимые в качестве свидетельств проявления определенных фаз альпийской складчатости, в значительной части относятся к полого залегающим толщам, не содержащим крупных угловых несогласий. Интенсивная альпинотипная складчатость свойственна, как отмечается всеми исследователями, лишь узким зонам на окраинах региона, включающим о-ва Ниас — Ментавай на западе и Тимор — Танимбар на востоке. Последняя находится против северного шельфа Австралийского материка и распространенные в ней дислокации должны быть отнесены к следствиям перемещений Австралийской платформы. Характеризовать этими дислокациями развитие Индонезийской мегаструктуры в целом ни в коей мере нельзя. На Филиппинских островах кайнозойские отложения почти повсеместно также имеют слабо нарушенное залегание. Сведения о дислокациях мезозойско-кайнозойских отложений в Индонезийском архипелаге и на Филиппинских островах можно найти в работах Р. ван Беммелена, Дж. Умбгрова, Г. Штилле, Э. Ирвинга, И. В. Архипова, В. А. Швольмана и др.

Обстановка в Индонезийском архипелаге, как и в других рассмотренных выше областях, явно противоречит гипотезе субдукции.

Происхождение океанического вала. П. Н. Кропоткин, приводя доводы в пользу субдукции [34], указывает на существование внешнего океанического вала, рассматривая его как вздутие — результат упругого изгиба плиты в месте ее пододвигания. Однако естественно было ожидать появления вздутия непосредственно перед линией пододвигания, т. е. у оси желоба, а не на расстоянии от него. Расположение океанического вала параллельно оси желоба на постоянно выдерживаемом удалении в 150—200 км свидетельствует против пододвигания.

Происхождение теплового потока. Аномально высокое отделение тепла над сейсмофокальными зонами является еще одной трудностью, которую субдукционная гипотеза вряд ли способна преодолеть. Естественно ожидать, что погружение холодной плиты в горячую мантию приведет к охлаждению мантии и снижению теплового потока над плитой. Вместо этого над сейсмофокальными зонами наблюдаются повышенный в два и более раз тепловой поток и магматическая деятельность, свидетельствующие о больших поступлениях тепловой энергии с глубины. Объяснение этого явления ищут в разогревании мантии вследствие трения, происходящего на границах погружающейся плиты. Так возникает одно из основных противоречий гипотезы субдукции: плита сохраняет целостность и способность опускаться в мантию благодаря сохранению ею относительно низких температур, но должна генерировать при этом тепло, способное нагреть огромные объемы мантии.

Ряд работ сторонников новой глобальной тектоники посвящен расчетам тепловых эффектов погружения плиты. В большинстве

случаев они ведутся путем определения количеств тепла, выделяемых трением, по наблюдаемому тепловому потоку [39]. Попытки рассчитать тепловой эффект трения на основе прямых оценок свойств глубинного вещества, несмотря на некоторые допущения, приводят к неопределенным выводам [120].

Характерны расчеты, приведенные в работе Л. Сидоры и др. [119], в которой определялось количество тепла, необходимое для выплавки из литосферы 1 % базальтового расплава выше уровня 150 км. Согласно полученному выводу, 1 м³ разогреваемого трением слоя на поверхности плиты, при толщине слоя 5—10 км должен выделять 120—320 МВт тепла. Таким образом, в течение секунд в этом кубометре вследствие возникающего в нем трения должно выделяться количество тепла, достаточное для его расплавления. Плита перемещается со скоростью нескольких сантиметров в год, т. е. смещение в секунду составляет тысячные доли микрона на толщину 5—10 км. Подобный механизм генерации тепла выглядит фантастическим*.

Е. В. Артюшков [7] показал, что, если обратить в тепловую всю потенциальную энергию объема охлажденной ультраосновной породы, тонущей в горячей мантии до глубины 700 км, не учитывая ее разогревания и соответствующей потери плотности (т. е. заведомо завышая результат), повышение температуры взятого объема составит лишь 500°. Естественно, что тепло, выделяемое посредством трения при погружении тела под действием тяжести (если такое возможно), составляет лишь часть этой величины.

Залегание осадков в желобах. В первых работах, посвященных согласованию новой глобальной тектоники с геологическим материалом, предполагалось, что в желобах присутствуют скопления смятых осадков [39 и др.]. Подобное заключение естественно, поскольку осадочный слой на океаническом дне слабо литифицирован, обводнен и обладает поэтому невысокой механической прочностью по сравнению с подстилающей его корой океана и фундаментом континентального склона. Пододвигание океанического фундамента происходит в условиях сопротивления, оказываемого неподвижным континентальным склоном; деформации при этом неизбежны (в частности новая глобальная тектоника объясняет давлением, создаваемым субдукцией, происхождение таких складчатых систем, как Альпийская). Помимо малой прочности и высокой пластичности осадочного слоя в океане, он обладает также свободной поверхностью; таким образом, нет сомнения, что он должен в первую очередь подвергнуться деформации в ходе пододвигания. Предполагалось, что эти деформации состоят в соскребаании осадков с пододвигающегося океанического основания, их сгруживании и интенсивном смятии.

В 1973 г. в отчете по глубоководному бурению, проведенному в 13-ом рейсе «Гломар Челленджера», говорилось: «Мы надеялись,

* Согласно расчетам Л. Сидоры и др. [119], уменьшение скорости плит не затрудняет, а облегчает выплавление базальтов, так как в расчете выделяемое плитой тепло суммируется.

что бурение вдоль границы Эллинского желоба обнаружит деформации осадочного чехла там, где одна литосферная плита погружается под другую и чехол соскребается» [101, с. 5]. Скважины, пройденные вблизи оси желоба, вскрыли только ненарушенные четвертичные отложения на глубину до 480 м, не дойдя до более древних осадков и коренного фундамента. Разрез четвертичных отложений, вскрытых в подножье континентального (островодужного) склона и осевой части желоба, коррелируется до сантиметровых слоев. Авторы отчета отмечали [101, с. 275], что «результаты бурения противоречат расчетам скорости предполагаемого пододвигания Африканской плиты под Эгейскую, предложенной Кс. Ле Пишоном. По Кс. Ле Пишону, эта скорость должна составлять 2,6 см/год (небольшая величина по сравнению с оценками, предлагаемыми тем же автором для других зон пододвигания). Однако при такой скорости пододвигания захороненное под горизонтально лежащим осадочным чехлом плоское дно желоба, имеющее ширину 6 км, должно было бы все скрыться под островной дугой за 230 тыс. лет; поскольку время накопления вскрытого в скв. 127 и 128 четвертичного чехла оценено более чем в 1,8 млн. лет, такое пододвигание дна под чехлом должно было бы произойти 8-кратно». Если в 1973 г. недислоцированный чехол в желобе был воспринят как неожиданность, в последующие годы, благодаря другим скважинам и, главным образом, широко проводившемуся непрерывному сейсмоакустическому профилированию, факт горизонтального залегания осадков в желобах стал привычным.

Характерно, что исследователи — сторонники гипотезы плит, ищущие в желобах доказательства субдукции океанического дна, ссылались на признаки слабых несогласий среди субгоризонтально залегающих осадков, как, например, Р. Принс и Л. Калм [115], исследовавшие Перуанско-Чилийский желоб (см. рис. 17). В действительности подобные несогласия, тем более в турбидитовых толщах, какими являются осадки желобов, свидетельствуют о внутрiformационных размывах. Даже для наиболее древних осадков названные авторы могут лишь указать, что они «чуть дислоцированы» (*gently folded*). Данные Р. Принса и Л. Калма тем более показательны, что ими получены свидетельства огромных скоростей вертикальных блоковых движений на дне желоба, достигающих, по их расчетам, 14—22 см/год.

С геологической точки зрения отсутствие деформаций осадков в желобах является достаточным доводом для признания отсутствия там субдукции. Как представляется автору, стойкость, с которой идея субдукции продолжает отстаиваться несмотря на это очевидное обстоятельство, обусловлена тем, что она развивается в основном геофизиками, геологи же в большей части недостаточно знакомы с результатами исследований в желобах. Для сравнения на рис. 24 приведены сейсмоакустические профили, полученные в Перуанском желобе и на склоне Срединно-Атлантического хребта. В том и другом случаях осадочный чехол в целом,

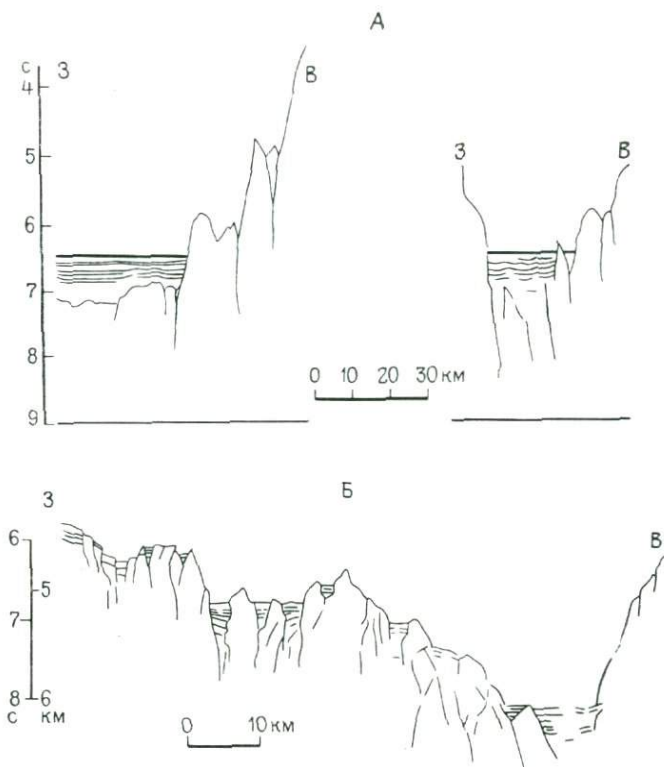


Рис. 24. Залегание осадков вблизи подножия западного склона Срединно-Атлантического хребта (А — по П. Фогту и др., 1972 г.) и в Перуанском желобе (Б — по Р. Принсу и Л. Калму, 1975 г.). На основе разрезов НСП

как и все составляющие его слои, в равной степени горизонтальны и обнаруживают лишь узлокальные дислокации у линий смещений коренного фундамента. Увидеть в залегании осадочных слоев в одном случае признаки растяжения, а в другом — противостоящего ему сжатия невозможно.

Достаточно показательны и отсутствие в желобах мощных осадков при наличии возвышающегося над ними на 10—12 км континентального склона, часть которого выходит на земную поверхность и подвергается интенсивному размыву. Скорость осадконакопления в подобных условиях должна быть значительной, что подтверждается ее прямыми определениями: так, для Курило-Камчатского желоба скорость осадконакопления, устанавливаемая по содержащейся в воде взвеси, должна составлять 20—30 см за 1000 лет [40]. Такая же скорость характеризует осадконакопление на значительных площадях Охотского и Берингова морей, где в течение позднего кайнозоя накопилось несколько километров осадков (1 км осадков за 4 млн. лет, или 4 км за 16 млн. лет). Несомненно, что ряд океанических желобов существует значи-

тельно больше, однако в них отложений подобной мощности нет. Большая скорость осадконакопления в желобах подтверждается также наличием захороненных желобов у Атлантического и Тихоокеанского побережий Северной Америки с многокилометровой толщей заполнивших их осадков [92, 93]. Существование захороненных желобов свидетельствует о том, что за прекращением движений в сейсмофокальных зонах следует быстрое их заполнение осадками. Условия пододвигания не создают препятствий такому заполнению, напротив, в желоб дополнительно доставляются осадки из открытого океана. Если в желобе пододвинуто, допустим, 1000 км океанического дна, объем доставленного осадочного материала достаточен, чтобы заполнить желоб 1,5—2 раза; но в новой глобальной тектонике, как показано ниже, допускается пододвигание 10 тыс. км и даже более океанического дна.

Вопрос о залегании осадков в желобах сторонники субдукции часто обходят или же допускают наличие случайных обстоятельств: перекрытие мягких осадков несмятыми, замедление процессов субдукции и т. д. Попытка найти принципиальное объяснение горизонтальному залеганию осадков в желобах предпринята О. Г. Сорохтиным и Л. И. Лобковским [68]. Авторы полагают: «Осадки, попавшие в зазор между плитами, находятся под влиянием противоположно направленных воздействий: движение подвигаемой плиты увлекает их под выступ, а избыточный вес этого выступа выжимает осадки из зоны поддвига наружу. От результата действия этих противоположно направленных сил и зависит направление развития процесса; если превалирует сила затягивания осадков в зазор, то они будут полностью поглощаться в зоне поддвига плит без всякого «соскребания»; в противоположном случае избыток осадков окажется выжатым из зоны поддвига и смятым перед краем литосферного выступа» [68, с. 5]. Постановка задачи выглядит, как можно видеть, странно: принимается, что осадки уже находятся в «зазоре» между плитами, хотя вопрос заключается в том, в силу каких причин они располагаясь ранее на поверхности, могли в этот «зазор» попасть (и почему, кстати, образовался сам «зазор» между плитами). Смятие осадков при этом связывается почему-то не с их столкновением с подножием неподвижного континентального склона, а с выжиманием их в желоб из зазора под этим подножием (?). «Решая уравнение Навье—Стокса для течения несжимаемой вязкой жидкости в зазоре между двумя движущимися жесткими поверхностями, можно определить условия, при которых происходит затягивание осадков в зону поддвига. Решение задачи будем искать для случая установившегося течения вязкой жидкости в плоском зазоре между двумя движущимися друг относительно друга жесткими плоскостями» [68, с. 5].

Смысл решения задачи состоит в сопоставлении скоростей течения осадков в «зазоре» (которые со времени попадания их необъясненным способом в «зазор» считаются обладающими свойствами ньютоновской жидкости) под влиянием увлечения вниз

пододвигающейся плитой и выдавливания в обратном направлении весом вышележащего континентального крыла. Получается, что при мощности осадков до 400—500 м они, находясь в «зазоре», потекут вслед за пододвигаемой плитой вниз, а если мощность будет больше, то скорость их в этом направлении станет отрицательной, т. е. они будут вытекать обратно. Отсюда делается вывод, что до 500 м осадки из желоба станут втекать («затягиваться») в «зазор», не сменяясь (хотя процесс самого затягивания ни с какой стороны не рассматривался), а при мощности свыше 500 м излишняя часть осадков подвергнется смятию. Смятие происходит «перед литосферным выступом поддвигаемой плиты» [68, с. 9], где «часть осадков будет срезана» [68, с. 3]; этот вывод ни в какой мере не связан с проведенными расчетами и противоречит модели авторов, в которой «избыток осадков окажется выжатым из зоны поддвига (из «зазора» — Ю. Ч.) и смятым перед краем литосферного выступа» [68, с. 5].

Таким образом, помимо произвольных физических аналогий, модель О. Г. Сорохтина и Л. И. Лобковского содержит и некоторые неточности. Вряд ли возможно также согласиться, что сопоставление одних взаимодействующих горных пород с абсолютно жестким телом, а других — с ньютоновской жидкостью может отражать какие-либо стороны реального геологического процесса. Модели, подобные предложенной О. Г. Сорохтиным и Л. И. Лобковским, явно противоречат геологическому опыту, согласно которому взаимодействие твердых масс в условиях сжатия, вызванного их встречным движением, ведет к их деформациям, проявляющимися в первую очередь в массах с большей пластичностью. Не могут в природе существовать и готовые «зазоры» в сотни метров шириной и многокилометровой протяженности.

В качестве образований, созданных в ходе субдукции соскребаемым и смятием «излишков» осадочного чехла, О. Г. Сорохтин и Л. И. Лобковский указывают невулканические гряды некоторых островных дуг о-ва Кадьяк и п-ов Кенай, Андаманские и Никобарские острова и о-в Барбадос. В этом случае смешиваются разномасштабные геологические объекты. Поскольку речь идет об «излишках» осадков, то это первые сотни метров осадочного чехла. Остров Кадьяк, например, отстоит на 100 км от оси Алеутского желоба, п-ов Кенай — на 200 км. Ширина первого тоже 100 км, второго — до 150 км; под каждым из них 5—6-километровое оснавание, считая от дна желоба. Построить такие сооружения, «соскребая» на дне желоба осадки в несколько сотен метров, конечно, невозможно. Да и мощность осадков преимущественно мелового возраста, выходящих на Кадьяке и Кенае, неизмеримо больше; под ними, несомненно, существует еще фундамент более древнего возраста.

В новой глобальной тектонике существует еще гипотеза аккреции, не использованная в данном случае О. Г. Сорохтиным и Л. И. Лобковским. Она объясняет создание континентальных склонов желобов и связанных с ними образований типа невулка-

нических дуг не из поверхностного слоя осадков, а из значительно более крупных пластин, включающих большие объемы океанического фундамента, нагромождение которых, как предполагается, происходит перед фронтом субдукции. Аккреция также не снимает проблемы горизонтального залегания осадков в желобах, но для объяснения возникновения располагающихся за желобом островных гряд все же более приемлема.

Сказанное подтверждает сделанное ранее замечание о том, что действительные геологические явления все время оказываются обратными логически ожидаемым с точки зрения субдукции. Так, там, где следовало развиваться сжатие, происходит раскрытие окраинных морей; где следовало ожидать охлаждения мантии под влиянием внедряющейся в нее холодной литосферной плиты, наблюдаются аналогичный по масштабам со срединноокеаническими хребтами тепловой поток и проявление вулканизма; вместо смятия осадков в желобах наблюдается их повсеместное недислоцированное залегание. Каждое из таких обстоятельств влетит за собой дополнительное искусственное построение, имеющее целью сообщить явлению обратный характер и относящееся к недоступным наблюдениям глубинам. Но для осадков в желобах и этот путь преодоления трудностей неприменим.

ГИПОТЕЗА АККРЕЦИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛУБИННОГО МАТЕРИАЛА АКТИВНЫХ ОКРАИН

В основе общей гипотезы аккреции лежит представление об отделении от пододвигаемой плиты перед фронтом пододвигания серии пластин, которые не погружаются под встречную плиту, а надвигаются на ее край. Нагромождение этих пластин создает «аккреционный клин» — скученные блоки океанических осадков и океанического фундамента, составляющие, с точки зрения аккреции, основную часть всех или многих обращенных к желобам склонов континентов и островных дуг. Тем самым предполагается аналогичное строение и происхождение склонов континентов и островных дуг над желобами — мнение, соответствующее высказанному нами выше*.

Представление об аккреции развивалось в связи с обнаружением на склонах континентов и островных дуг, включая их надводные части, пород глубинного океанического типа, в особенности гипербазитов, габброидов и голубых роговообманковых метаморфических сланцев, в том числе содержащих глаукофан и лавсонит. Наволакивание глубинных океанических пород в ходе субдукции на поверхность континентального (островодужного) склона было названо обдукцией. Кроме объяснения наличия на континентальных склонах глубинных пород, аккреционная схема как бы пере-

* В новой глобальной тектонике термин «аккреция» применялся и в ином смысле: Кс. Ле Пишон и соавторы [39] аккреционными называли границы нарастания плит в срединноокеанических хребтах.

несла область деформации транспортируемых вместе с океанической корой осадков из осевой зоны желоба на континентальный его склон, где найти деформированные осадки гораздо легче; объяснения отсутствия деформаций на дне желобов по-прежнему не было найдено, но значение этой зоны как бы уменьшилось.

Развитие аккреционных представлений связано с работами У. Дикинсона, Д. Сили, Д. Карига и ряда других авторов. В настоящее время представления об аккреции нашли в отдельных работах воплощение в более подробном, чем обычно принято в новой глобальной тектонике, рассмотрении конкретных геологических и геофизических материалов. В таких случаях континентальные склоны желобов изображаются в виде серий наклоненных в сторону континента чешуй. Сторонники новой глобальной тектоники часто считают, что аккрецией создаются не только собственно континентальные склоны, но и сопровождающие их на суше горные складчатые сооружения. Некоторые авторы придают аккреции значение основного процесса, приводящего к превращению океанической коры в континентальную [50].

С обстоятельной критикой аккреционных представлений выступали Д. Шолл, С. Марлоу и А. Купер — тоже сторонники гипотезы субдукции [118]. Доводы этих авторов основаны прежде всего на очевидном несходстве по мощности и составу отложений примыкающих к желобам океанических впадин и континентальных склонов желобов. Осадки открытого океана маломощны (первые сотни метров) и представлены преимущественно океаническими, существенно биогенными илами и глубоководными глинами; осадки континентальных склонов — турбидитовыми накоплениями мощностью в несколько километров. Полагать, что вторые — это надвинутые из океана осадки глубоководных впадин невозможно. Там, где под горизонтально лежащими и слабо дислоцированными осадками континентальных склонов можно предполагать на основе дешифрирования профилей непрерывного сейсмического зондирования развитие сложно дислоцированных осадков — например, на континентальном склоне Зондского желоба, — последние слагают объемы, достигающие в вертикальном сечении, согласно упомянутым авторам, 10—20 км. Несомненно, что осадочные толщи, создающие эти объемы, имеют гораздо большие мощности и иной состав по сравнению с 400-метровым разрезом океанических илов и глин, распространенных на океанической стороне Зондского желоба.

Нет оснований утверждать, что подобные осадки широко распространены в прилегающих к активным окраинам складчатых горных цепях; напротив, здесь преобладают относительно грубые осадки, близкие по характеру турбидитовым шлейфам континентальных склонов. В ряде случаев (например, в берговых хребтах Чили, Южного Перу и Мексики) они палеозойские, стратиграфически перекрывают более древние комплексы пород континентального типа и бесспорно автохтонны.

Доводы Д. Шолла и соавторов убедительны. Нельзя согласиться лишь с положением об исключительности условий, когда осевые части желобов заполняются мощными осадочными призмами турбидитового характера; опираясь на выводы, полученные ранее Д. Шоллом при исследовании (по сейсмическим данным) ныне захороненного Вашингтон-Орегонского желоба [93], они считают, что такое захоронение было возможно лишь в условиях четвертичного оледенения, когда уровень океана резко понизился, а интенсивность размыва прибрежной суши возросла. Более вероятно, однако, что мощные осадочные призмы в желобах закономерно возникают при прекращении создающей эти желобы тектонической деятельности вне зависимости от перемен климата. Заполнение прекратившего активное развитие желоба происходит со стороны континентального склона, поэтому естественно, что материал этого заполнения соответствует осадочному чехлу континентального склона. Материал, создающий чехол современных континентальных склонов и заполняющий захороненные желоба, с одной стороны, и отложения океанического дна, начиная от внешнего склона желоба, — с другой и формируют те комплексы осадков, которые должны противопоставляться.

К возражениям Д. Шолла и его соавторов следует добавить, что складчатые дислокации осадочного чехла, покрывающего континентальные склоны современных желобов, в большей части не являются сложными и интенсивными; практически они повсеместно прерывисты и развиваются, как правило, рядом с разломами, разделяющими блоки фундамента (см. рис. 10, 13, 14 и аналогичные сейсмоакустические разрезы). Такого рода дислокации не свидетельствуют об одностороннем, длительном и крупномасштабном надвигании масс. Что касается глубже залегающих образований, подстилающих ясно выраженный осадочный чехол с мощностью в первые километры и часто лишь условно дешифрируемых на сейсмических разрезах как складчатые осадочные породы, то они, если и являются действительно складчатыми, всегда отделены от приповерхностного осадочного чехла резко проявленным угловым несогласием. Такое регионального характера несогласие противоречит аккреции — явлению, которое представляется достаточно непрерывным, и отмечает, скорее всего, подошву осадков перекрывающих древний (палеозойский или докембрийский) складчатый фундамент. Выходы такого фундамента на современных континентальных склонах устанавливаются драгированием.

Распространение ультраосновных пород и габброндов древнего облика, а также лавсонит-глаукофановых и близких к ним амфиболовых (актинолитовых, тремолитовых, гастингситовых) сланцев также в большей мере противоречит аккреции, чем подтверждает ее. Выходы этих пород устанавливаются драгированием и глубоководным бурением вблизи подножья континентальных склонов ряда желобов (Курило-Камчатского, Марианского, Пуэрто-Рико, Центрально-Американского). В верхних частях континентальных склонов ныне существующих желобов, в частности в сопровождающих

эти склоны прибрежных наземных структурах, выходы тех же пород, напротив, редки (один из немногих участков такого рода — центральная часть Филиппинского архипелага). В то же время подобные массы имеют весьма широкое распространение на океанических побережьях ряда районов, тесно примыкающих к современным активным областям, но лишенных желобов и действующих сейсмофокальных зон. Таковы Калифорнийское побережье Северной Америки с известной широкой полосой францисканской меланжевой формации, северное побережье Новой Гвинеи, восточное побережье Камчатки против Командорских островов и севернее, ряд районов в восточной части Индонезийского архипелага. Можно полагать, что в этих местах ранее существовали активные сейсмофокальные зоны и желоба. Однако из этого следует, что выведению глубинных пород на поверхность способствует не аккреция и сопровождающая ее обдукция, протекающие во время активной деятельности сейсмофокальных зон, но процессы, происходящие после отмирания последних — очевидно, тектоническое воздымание продольных блоков в области континентального склона. Вероятная причина такого воздымания рассматривается в гл. II; по всей видимости, она состоит в изостатической компенсации дефицита масс, возникающего в активных зонах вблизи оси желобов.

В подвергшихся деформациям и эрозии областях древних сейсмофокальных зон выходы ультраосновных пород также пользуются широким распространением. Примером может служить описываемая ниже зона Таловско-Майнской — Пекульнейской структуры на Северо-Востоке СССР. Однако строение ее показывает, что ультраосновные и основные выходы располагались только в основании мезозойского континентального склона и не распространялись на среднюю и верхнюю части последнего. В подножье континентального склона проходила отчетливая граница, отделявшая крайние выходы базит-гипербазитовых образований, непосредственно примыкавшие к площади распространения мафического фундамента Корякской геосинклинали, от собственно континентального склона лишённого таких выходов. Таким образом, отсутствие аккреции или обдукции мафического материала на континентальный склон в данном случае вполне очевидно.

Л. М. Парфенов, также признавая Таловско-Майнскую структуру местом выхода древней сейсмофокальной зоны, рассматривает ее в целом как мезозойский аккреционный клин [50]. Обоснованием такого мнения служит наличие в Таловско-Майнской структуре и в хр. Пекульней серий наклонных, в существенной части офиолитовых, тектонических пластин и чешуй, погружающихся от Корякской геосинклинали в сторону палео-Азиатского материка (описанных Г. Е. Некрасовым, А. А. Александровым, Э. С. Алексеевым и другими исследователями). Однако для обоснования аккреции используется формальный структурный признак — наличие наклонных существенно гипербазитовых пластин, развитие которых предполагается характерным. Но эти пластины

относятся лишь к подножью мезозойского континентального склона и к прилегающей части древнего желоба; далее на континентальный склон, поднимавшийся до мезозойского наземного вулканического Охотско-Чукотского пояса, они не распространяются.

«Определяющим признаком аккреционного клина, отличающим его от других образований, в которых участвуют офиолиты, — пишет Л. М. Парфенов, — является присутствие в составе тектонических пластин лавсонит-глаукофановых сланцев как показателей сверхвысокого давления, характерного для зон Беньофа» [50, с. 5]. Возникает вопрос — как доставляются к земной поверхности лавсонит-глаукофановые сланцы, первоначально находившиеся в погруженной части зоны Беньофа со сверхвысокими давлениями? Глубина этого погружения должна быть более нескольких километров, на которую, при предельных допущениях, может быть вскрыта Таловско-Майнская структура. Кроме того, лавсонит-глаукофановые сланцы встречаются в подножии склонов современных желобов, не испытавших глубинной эрозии. Появление свидетельствующих о высоком давлении сланцев на поверхности требует вместо увлечения материала на глубину предполагать его вынос из глубины. В этом заключается еще одно слабое место в новой глобальной тектоники: идея захвата и увлечения на глубину поверхностных масс явно противоречит наблюдаемому выведению на поверхность пород глубинного генезиса в областях выхода на земную поверхность сейсмофокальных зон.

Известно, что в составе особо детально изученной францисканской меланжевой серии наряду с различными породами офиолитового ряда распространены обломки и глыбы эклогитов, имеющих бесспорно глубинное происхождение (и относящихся, более вероятно, к континентальной, а не океанической мантии). Самое широкое распространение в области современных и ископаемых активных зон гипербазитов и гипербазитосодержащих тектонических смесей (меланжа) свидетельствует о выносе глубинного, в значительной части мантийного материала. Если бы это был материал, отделяющийся от океанической коры спредингового происхождения, как предполагается в гипотезе аккреции, он должен был бы соответствовать более всего базальтовому слою коры, а не подкоровой гипербазитовой мантии; но именно эти породы в мафическом комплексе активных зон наименее распространены.

Вопросы, связанные с представлениями об аккреции, могут быть разрешены при принятии обратного относительно субдукции направления тектонических движений, в результате которых в активных сейсмофокальных зонах происходит выдвигание глубинного материала из-под континентального крыла последних. Это гипотеза эдукции, защищаемая автором ниже.

СТРУКТУРА ЗОНДСКИЙ ЖЕЛОБ — ГИМАЛАИ И АСИММЕТРИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

П. Н. Кропоткин [34] наряду с другими аргументами в пользу субдукции выдвигает довод о непрерывности границы, представленной, с одной стороны Зондским желобом и линией Никобарских — Андаманских островов, и с другой — надвиговой зоной южного подножья Гималаев. Он указывает на подобную непрерывность границ и в других местах (Эллинский желоб — северный выступ Аравийской глыбы с ее обрамлением), однако в Зондском желобе и в Гималаях она выступает наиболее отчетливо. На общность линии Зондская дуга—Гималаи обращали внимание и другие авторы, высказывая следующие суждения: поскольку тектоническими структурами, наблюдаемыми в подножье Гималаев, доказывалось поддвижение Индийской платформы под Гималаи (или надвиг Гималаев), подвиг в том же направлении должен происходить и по линии Зондского желоба.

Достаточно очевиден, однако, различный характер границы перед Гималаями и перед Зондской дугой. В первом случае поддвигается часть древнего континента, во втором, по предположению, — дно океана; граница пододвигания находится в первом случае на относительно небольшой глубине под мощным чехлом осадков, во втором — на дне глубоководного желоба с маломощными осадками. На прилегающей к этому желобу площади Индийского океана глубоководным бурением вскрыты осадки до ранне-мелового возраста, а в части, прилегающей к австралийскому шельфу, — до позднеюрских. Это означает, что данный участок Индийского океана существовал еще тогда, когда Индийская платформа находилась намного южнее современной линии Гималаев и только начинала свое движение к северу со скоростью, как вытекает из палеомагнитных измерений, до 10 см/год [113]. Между Индийской платформой, входившей до этого в состав Гондваны, и Азиатским континентом, к которому принадлежали Индокитай и Северный Тибет, существовало открытое океаническое пространство — Тетис; прилегающая к Зондскому архипелагу часть Индийского океана являлась, таким образом, продолжением Тетиса и ныне его реликтом, — подобно Черному морю и Южно-Каспийской впадине. Индийский материк, следовательно, вторгся в Тетис, уничтожая, подвергая складчатости и вдавливая на глубину океанический фундамент на фронте своего продвижения. Последний процесс (вдавливания фундамента) может быть назван и субдукцией, но в ином смысле, чем принимается в новой глобальной тектонике*.

* Представление о перемещении Индийского материка к северу через мезозойский Тетис под воздействием раскрывавшегося южнее Срединно-Индийского срединного хребта было высказано в 1972 г. Р. Дитцем [98]. Остатком Тетиса Р. Дитц считал расположенный перед Зондским желобом бассейн Уортона, что подтвердилось впоследствии нахождением в нем отложений мела и верхней юры, установленным глубоководным бурением.

Движение Индийского материка через мезозойский — раннекайнозойский Тетис — совершенно иной процесс, чем становление дна Тетиса. Судить о характере этого становления можно по строению сохранившейся части Тетиса, т. е. северо-восточной части Индийского океана против Зондского желоба, но не по процессам, происходившим перед фронтом движения Индийской глыбы, хотя она и находится сейчас где-то вблизи северной границы мезозойского Тетиса. История развития прилегающей к Зондскому желобу части Индийского океана уже может быть освещена в общих чертах по данным глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер». Полученные данные о возрасте осадочного чехла свидетельствуют о наращивании океанического дна со стороны Зондского желоба по крайней мере в альбе и, соответственно, об отсутствии пододвигания в желобе.

В. Е. Ханн [77] относит к доказательствам субдукции асимметричное положение Восточно-Тихоокеанского поднятия в Тихом океане. Ось этого спредингового хребта отстоит на 2,5—3 тыс. км от побережья Южной Америки и на 6—12 тыс. км от островных дуг западного обрамления Тихого океана (соответственно Тонга-Марьянская и Японская дуги), т. е. от ближайших границ пододвигания северо-западного спредингового крыла. При этом Тихоокеанское поднятие, как известно, сближается в направлении на северо-восток с Американскими континентальными, разделяясь вблизи экватора на две ветви: одна в виде вала Кокос направлена на северо-восток и прерывается Панамским перешейком, другая в виде прерывистой цепи поднятий протягивается на северо-северо-запад к выходу в Калифорнийский залив. Вал Кокос как подводный хребет выражен гораздо более отчетливо, но за основное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия чаще принимается Калифорнийская ветвь. Как считает В. Е. Ханн, асимметричное положение Восточно-Тихоокеанского хребта обязано субдукции его юго-восточного крыла под Американские континенты; этим объясняется отсутствие вблизи Южной Америки верхнеюрских и меловых отложений, обнаруживаемых вблизи островных дуг в северо-западной части Тихого океана: предполагается, что соответствующие участки дна на юго-востоке субдуцированы под Южноамериканский континент.

Подобная трактовка влечет за собой трудно разрешимые вопросы. Расстояние от Восточно-Тихоокеанского срединного хребта до северо-западных островных дуг, где происходит пододвигание, 12 тыс. км; еще 1 тыс. км океанической литосферы, как минимум, должна быть пододвинута под островные дуги. Следовательно, под Южную Америку должно быть субдуцировано 10 тыс. км океанической литосферы (13 тыс. км минус 3 тыс. км оставшихся на поверхности).

Погрузить в мантию 10 тыс. км литосферы, очевидно, значительно труднее, чем 1 тыс. км, но основное сопротивление субдукция встречает почему-то на северо-западе Тихого океана, в результате чего сам спрединговый хребет вынужден отодвигаться от

северо-западной границы пододвигания на юго-восток и даже частично скрыться, как это часто предполагается (и В. Е. Ханным тоже), под Северной Америкой. Правда, к субдукции под Американские континенты может быть добавлено надвигание последних на дно Тихого океана за счет спрединга Атлантического океана (находящаяся на запад от Атлантического срединного хребта плита «Америка», как и большая часть остальных пяти плит, выделенных Кс. Ле Пишоном, не имеет возможности куда-либо пододвигаться и может лишь надвигаться на Тихий океан). Однако это всего 2—3 тыс. км. Субдукция срединного хребта под континент за счет собственного спрединга представляется сама по себе явлением, требующим специального объяснения. Оно в какой-то мере подобно противоречивой картине асимметричного спрединга, который приходится предполагать для окраинных морей. Однако наиболее примечательной чертой рассматриваемой модели является то, что она «закрывает» для субдукции островные дуги и желоба запада и северо-запада Тихого океана.

Действительно, хотя на юго-восток от Тихоокеанского (Восточно-Тихоокеанского) срединного хребта и предполагается интенсивная субдукция, на северо-запад от него вся созданная в хребте спрединговая литосфера от верхнеюрской включительно, в силу каких-то причин не субдуцировала. По существу, к северо-западу от срединного Тихоокеанского хребта в Тихом океане произошло то же, что в Индийском и Атлантическом океанах, не имеющих достаточного числа собственных субдукционных зон: вся произведенная спредингом литосфера осталась на поверхности, и обилие считающихся субдукционными сейсмофокальных зон на западной окраине Тихого океана ничего не изменило. Если желоба перед тихоокеанскими островными дугами оказались неспособными поглотить ничего из литосферы, образованной после средней юры в самом Тихом океане, тем более невозможна компенсация в этих желобах расширения других океанов (необходимая для новой глобальной тектоники).

Недействующие субдукционные зоны под островными дугами, т. е. там, откуда была получена сама идея субдукционного пододвигания плит, представляют собой неразрешимое противоречие всей модели тектоники плит; 12 тыс. км некомпенсированного наращивания океанической литосферы в Тихом океане является наиболее крупным вкладом в сумму некомпенсированного субдукцией спредингового расширения всех океанов. Имея эти 12 тыс. км и бездействующие или слабо действующие с юры зоны субдукции в островных дугах, невозможно отрицать общее расширение Земли как следствие спрединга. Заключение Кс. Ле Пишона [38, 39] о том, что в тихоокеанских островных дугах происходит пододвигание океанического дна со скоростью 9—11 см/год, которое компенсировало разрастание Тихоокеанского срединного хребта, основано на недоразумении: эта скорость была необходима лишь для того, чтобы произошло удаление этого хребта на поверхности Земли от линии желобов; пододвигание при этой скорости могло начаться

лишь в настоящий момент, когда существующее расстояние достигнуто. Кс. Ле Пишон просто не придавал достаточного значения тому факту, что перед желобами располагается океаническая кора позднейшего возраста*.

Асимметричное положение спредингового хребта в Тихом океане, конечно, требует своего объяснения. С точки зрения автора, оно заключается в признании различного происхождения океанической литосферы по сторонам срединного хребта и против глубоководных желобов. Срединговую литосферу Восточно-Тихоокеанского хребта следует считать построенной симметрично, как и в других океанах, и распространяющейся на 2—3 тыс. км по обе стороны от оси хребта. Основным продолжением Восточно-Тихоокеанской срединговой зоны представляется при этом скорее хр. Кокос с Галапагосскими островами, а не Калифорнийское ответвление. Вся северо-западная часть Тихого океана, окруженная окраинно-океаническими желобами, имеет неспрединговое (согласно получаемым ниже выводам — эдукционное) происхождение и не может в силу этого подчиняться спрединговой симметрии. Подобная трактовка согласуется с данными глубоководного бурения. Следует подчеркнуть, что она не подразумевает дополнительного расширения океанов по сравнению с предлагаемым новой глобальной тектоникой, хотя привлекает для объяснения происхождения океанического фундамента дополнительный к спрединговому процесс выдвигания глубинного вещества из-под окружающих материков.

Глава III ЭДУКЦИЯ



ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЭДУКЦИОННОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Если геосинклиналь или окраинное море раскрывается посредством раздвига, возникает вопрос, каким образом заполняется пространство между расходящимися частями континентальной земной коры. Образующийся как в геосинклиналях, так и в окраинных морях фундамент в большинстве случаев является океаническим, т. е. лишен гранитного слоя и сложен на поверхности базитовым материалом, перемежающимся с тем или иным количеством выходов ультрабазитов. Образование океанического фун-

* Можно предположить, что в кайнозой и мелу происходило пододвигание допозднеюрской спрединговой литосферы, например, каменноугольно-триасовой (еще 140 млн. лет). В этом случае под Южную Америку пододвинулось бы 23 тыс. км океанической литосферы.

дамента в океанах, во всяком случае в значительной их части, нашло свое объяснение в спрединге. Обычно тот же механизм пытаются распространить и на окраинные моря для объяснения образования их океанического фундамента. Однако в большинстве окраинных морей отсутствуют срединные хребты, кроме того, сами моря имеют отчетливо асимметричное строение: с одной их стороны находится островная дуга с падающей под окраинное море глубинной сейсмофокальной поверхностью, с другой — континент или же, как в Филиппинском море, снова островная дуга со второй сейсмофокальной зоной, вновь наклоненной в сторону континента. Поступление к поверхности глубинного материала, необходимого для построения разрастающегося океанического фундамента, в таком море должно происходить тоже асимметрично. Мантия и океанический базальтовый слой, располагающиеся со стороны океана, наиболее тесно прилегают к окраинному морю, но они отделены глубинной сейсмофокальной зоной, прямое перемещение вещества через которую из ее океанического крыла в область окраинного моря вряд ли возможно. Такое перемещение сделало бы невозможным существование самой сейсмофокальной зоны. Непосредственную связь с фундаментом окраинного моря может иметь только мантия на континентальной стороне последней; если там и существует вторая сейсмофокальная зона, как в Филиппинском море (такие сейсмофокальные зоны могли существовать и в некоторых других окраинных морях, о чем можно судить по захороненным желобам), то она наклонена от окраинного моря и, следовательно, глубинный мантийный материал для образования фундамента может поступать непосредственно из ее висячего крыла. Если мы представим начало образования окраинного моря, когда произошел первичный раскол и началось отодвигание отколовшегося края континента — в последующем островной дуги, — и исключим (на основе вышесказанного) возможность спрединга, то единственным способом заполнения раздвига окажется вытягивание глубинного материала из-под края континента.

Это обстоятельство уже отражалось некоторыми авторами. Так, австралийские геологи Дж. Паккэм и Д. Фалви [49], придерживаясь гипотезы тектоники плит, принимают для окраинных морей поступление глубинного материала в основном из-под края континента (рис. 25). Для обеспечения образования окраинных морей авторы вводят понятие «асимметричного спрединга», сущность которого, в конечном счете, сводится к заключению, что мантия поднимается в направлении от континента. Они связывают этот процесс и само образование окраинных морей в северо-западной части Тихого океана с перестройкой земной поверхности в эоцене — начале олигоцена, когда произошло соединение Индийского субконтинента с Азией, поведшее за собой перемещение мантийного материала под Азиатский материк и его вытекание из-под восточной его окраины. Вытекание мантийного материала из-под края континента в окраинное море — это эдукционное пред-

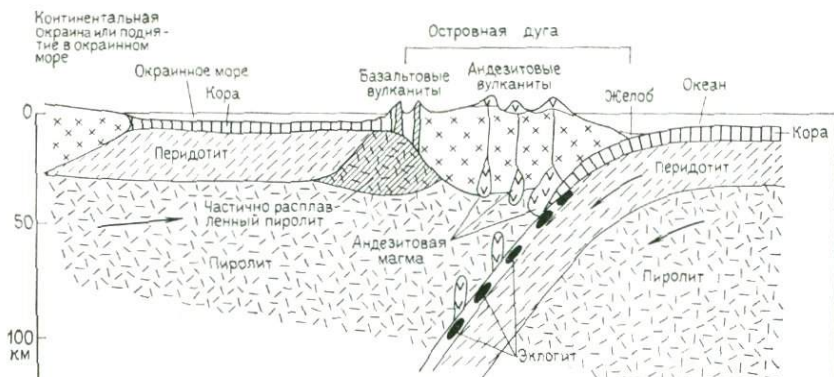


Рис. 25. Схематический разрез активно развивающегося окраинного моря. По Дж. Паккэму и Д. Фалви (1974 г.)

Стрелки — направление движения мантийного вещества; показан предполагаемый механизм образования окраинного моря в результате активного подъема мантии из-под континентальных глубин

ставление, однако Дж. Паккэм и Д. Фалви не связывают его с существованием сейсмофокальных зон.

Другим примером эдукционного подхода может служить схема развития островной дуги и глубоководного желоба по М. Хошино. Островная дуга изображается им в виде призмы коры, из-под которой вытекает в обе стороны мантийный материал (рис. 26). Там, где мантийный материал выходит на поверхность, возникают линейные впадины морского дна, в том числе глубоководный желоб на внешней стороне дуги, обусловленный наиболее высокой скоростью вытекания мантийного материала. Изостатическое обоснование подобного способа образования приводится ниже. Важно отметить, что на модели М. Хошино вытекание основной части мантийного материала происходит на внешней стороне дуги, т. е. вдоль сейсмофокальной поверхности. В приложении к его модели — Филиппинской дуге (М. Хошино в основном использовал материалы по Японской дуге) образование коры Филиппинского моря происходило путем вытекания мантийного вещества из-под этой дуги. Модель М. Хошино хорошо применима к островным дугам архипелага Бисмарка — Соломоновых островов, с двух

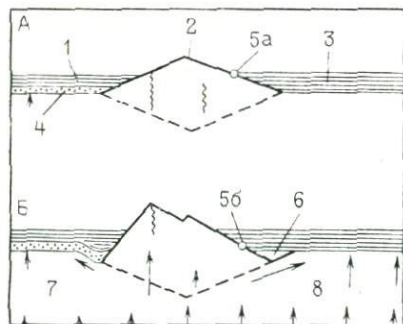


Рис. 26. Модель развития глубоководного желоба. По М. Хошино (1976 г.), из Г. С. Гнибиденко и др. (1980 г.)

А — первая стадия (одинарная дуга): 1 — окраинное море, 2 — островная дуга, 3 — океан; 4 — осадки; Б — вторая стадия (двойная дуга): 5 — терраса (а — формирующаяся, б — глубоководная), 6 — желоб, 7 — 8 — кора и мантия (7 — переходного типа, 8 — океаническая); стрелки — движение мантийного вещества; извилистые линии — пути движения магмы и флюидов

сторон ограниченных линиями глубоководных желобов и наклоненных навстречу друг другу сейсмофокальными зонами; она выглядит намного естественнее построений, предлагаемых последователями гипотезы пододвигания плит.

Вытекание мантийного материала из-под краев континентов предполагается также сторонниками гипотезы расширения Земли, поскольку континенты в основном не участвуют в разрастании земной поверхности и последнее происходит за счет поступления к поверхности мантийного вещества в океанические пространства, мантийный материал, находящийся под континентами, должен вытекать в направлении океанов. Это соображение при обосновании эдукционных взглядов использовал и автор [85]. В. Ф. Блинов в 1977 г. доказал, что распределение осадков в северо-восточной части Тихого океана отвечает вытеканию мантийного материала из-под Североамериканского континента, а не пододвиганию под него океанического дна.

В приведенных взглядах отсутствует соединение представлений о вытекании мантийного вещества из-под окраины континентов с существующим глубинным сейсмофокальным зон. Отождествление явления вытекания с процессами, создающими глубинные сейсмофокальные зоны, составляет сущность отстаиваемого автором взгляда.

Предлагаемый автором термин «эдукция» образован от латинского *educere* — выводить, вытягивать, по образцу получивших распространение терминов субдукция и обдукция. Изложить историю эдукционных представлений несложно. Первая заключающая их публикация принадлежит М. Кейту [112]. В 1972 г. он выступал с «обратной» моделью плит, согласно которой те же плиты, которые были выделены Кс. Ле Пишоном, испытывают движение не в направлении к желобам, а наоборот, выдвигаются в желобах и погружаются в срединноокеанических хребтах. Работа М. Кейта целиком посвящена обоснованию такого погружения. Мнение о погружении океанической коры в срединных хребтах, бесспорно, противоречит фактическому материалу, и в дальнейшем М. Кейт к своей модели не возвращался. Ю. М. Шейнманн в 1973 г. привел схему М. Кейта как образец произвольного построения, характеризующего новую глобальную тектонику. Термин «эдукция» был впервые употреблен автором настоящей книги в 1979 г. в тезисах Международного XIV Тихоокеанского конгресса [83]. В 1980 г. вышла статья канадских исследователей Дж. Диксона и Э. Фаррара [99], в которой авторы объясняют происхождение францисканского меланжа на западном побережье Северной Америки выдвиганием глубинного материала из-под континента. Это явление они назвали тоже термином «эдукция». Причину эдукции на североамериканском побережье Дж. Диксон и Э. Фаррар видели в существовании под Северной Америкой продолжения Восточно-Тихоокеанского хребта, в котором и там, по предположению авторов, осуществляется спрединг. Таким образом, эти авторы считают эдукцию исключительным явлением, не связан-

ным с существованием широко распространенных сейсмофокальных зон. В 1981 г. была опубликована статья автора с развернутым, по сравнению с тезисами, обоснованием эдукционных взглядов [85].

СЛЕДСТВИЯ ЭДУКЦИИ

Под эдукцией, как следует из сказанного, понимается выдвигание мантийного материала к земной поверхности из-под краев континентов и островных дуг. Местом такого выдвигания являются глубоководные океанические желоба. Эдукция сопровождается возникновением глубинных сейсмофокальных зон. Следствием эдукции является наращивание со стороны желоба коры океанического типа в прилежащих к континентам частях океанов и в окраинных морях.

Выше отмечалось, что геологические явления в областях развития глубинных сейсмофокальных зон постоянно оказываются обратными тем, которых следовало логически ожидать исходя из представлений субдукции. Естественно, что эти явления, напротив, согласуются с эдукцией. Прежде чем провести сопоставление эдукционных представлений с конкретными геологическими и геофизическими материалами, целесообразно остановиться на логических следствиях эдукционного процесса.

Кинематика надсейсмофокальных областей. Поскольку основное движение масс при эдукционном процессе состоит в вытекании глубинного материала из-под неподвижных краев континентов, его следствием является приложение к континентальным окраинам растягивающих усилий снизу. Результатом во многих случаях должно явиться отделение (отрыв) краевых участков континентальной литосферы от основного континентального массива и их перемещение в сторону океана. Позади образовавшихся таким образом континентальных отторженцев должны возникать зоны раздвига континентальной коры, заполняемые глубинным материалом. Объяснение возникновения островных дуг и окраинных морей такого рода предлагалось многими исследователями, однако всегда возникали затруднения в объяснении причин указанных перемещений; эдукция является механизмом, лежащим в основе такого процесса. В отличие от субдукционной модели, воздействие глубинных движений на тектонические перемещения вблизи земной поверхности оказывается прямым и не требует усложняющих построений (рис. 27).

Существование дополнительной сейсмофокальной зоны с аналогичным главной сейсмофокальной зоне направлением падения и линией желобов, располагающейся на внутренней стороне окраинного моря, с эдукционной точкой зрения также находит объяснение, не связанное с какими-либо противоречиями. Раскрывающееся окраинное море нуждается в собственном механизме поступления глубинного вещества для заполнения раздвига и образования нового фундамента океанического типа. Сейсмофокальная зона с эдукционной точки зрения является таким ме-

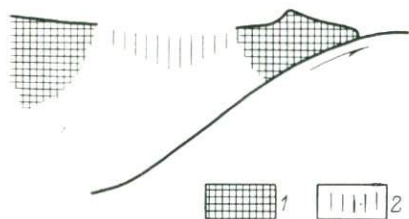


Рис. 27. Эдукционная схема возникновения островной дуги и окраинной геосинклинали (окраинного моря)

1 — континентальная литосфера; 2 — участок растяжения

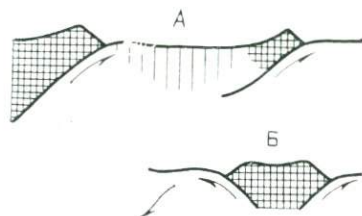


Рис. 28. Эдукционные схемы двойной системы сейсмофокальных зон: А — с одинаковым направлением падения (Филиппинское море), Б — со встречным направлением падения (вытекание глубинного материала по разные стороны островодужного отторжения)

Условные обозначения см. рис. 27

ханизмом, причем пользующимся широким распространением и, следовательно, выгодным энергетически. Поэтому наличие сейсмофокальной зоны внутри окраинного моря (вместе с желобом и, в отдельных случаях, дополнительной островной дугой, как в Филиппинском море) представляется закономерным явлением (рис. 28, А). Можно предполагать, что такие сейсмофокальные зоны возникали на определенных стадиях развития и в других окраинных морях, на что указывают признаки существования захороненных желобов, например, на внутренних границах Берингова моря [92]. Наклон внутренних сейсмофокальных зон окраинных морей в сторону континента, т. е. в направлении, откуда поступает основная масса глубинного материала, естественен.

Вместе с тем, направление падения сейсмофокальных зон при условии эдукционной их природы не является столь жестко обусловленным, как в модели субдукционного пододвигания плит. Сейсмофокальные зоны обусловлены положением поверхностей вытекания глубинного материала, а оно в условиях сложного и гетерогенного строения верхних оболочек Земли может быть разнообразным. Можно предположить себе вытекание глубинного материала не только из-под континента, но и из-под крупных островных дуг, одновременно по обе их стороны, подобно тому как это показано в модели М. Хошино (см. рис. 26). Такое вытекание возможно ввиду того, что островные дуги являются отторженцами континентальной литосферы и, следовательно, в какой-то мере сохраняют ее свойства. Соответствующим образом может объяснить существование встречных сейсмофокальных зон по обе стороны от расположенных среди океанического пространства Соломоновых островов и Новых Гебрид (см. рис. 28, Б). Те же соотношения падений сейсмофокальных зон могут возникнуть при сближении противоположных сторон крупного континента (т. е. при выклинивании соответствующей его части в плане), если по обеим сторонам происходило вытекание

глубинного материала. Так можно объяснять появление встречно наклоненных сейсмофокальных зон по сторонам Индонезийского архипелага (зона у Зондского желоба — остаток окраинной эдукционной зоны мезозойского Тетиса). Преобладание структур растяжения над встречно падающими сейсмофокальными зонами — в Индонезийском архипелаге, архипелаге Бисмарка, Ново-Гебридско-Фиджийской области, — служит подтверждением эдукционного направления движений в сейсмофокальных областях.

К кинематическим выражениям эдукционного процесса следует отнести и форму островных дуг, особенности которой — выпуклость дуг в сторону океана и соединение их в гирлянды с резкими взаимными сочленениями в виде входящих со стороны океана углов — редко объясняются геотектоническими гипотезами.

С эдукционной точки зрения выпуклая к океану форма островных дуг является результатом вытекания глубинного вещества к поверхности и указывает направление вытекания. Гирлянды островных дуг как бы провисают в сторону океана, оставаясь на краях более или менее тесно соединенным с континентами. Действительно, вершины входящих углов между дугами являются участками дуг, наиболее близко расположенными к континенту, с которым они смыкаются или непосредственно (восток Алеутской дуги, почти то же на юге Японии), или через прилегающие к континенту островные и полуостровные образования (Тайвань, Сахалин, Камчатка). Дуги представляют собой, таким образом, полностью или частично отделившиеся от континента цепи окраинных отторженцев.

Эдукционная точка зрения объясняет и многообразие форм островных дуг. К дугам относятся как узкие островные цепи, так и более широкие полосы островов, изогнутые, как Японская, или имеющие относительно случайную форму, как Новая Зеландия, а также архипелаги неправильной формы, как Филиппинский. Формы островодужных континентальных отторженцев, вероятно, обусловлены, с одной стороны, внутренней структурой отторгнутых масс и, с другой — особенностями условий вытекания глубинного вещества. Вытекающие массы создают систему мантийных потоков, направленных из глубины к земной поверхности.

Достаточно очевидно, что все особенности осадконакопления в окраинно-океанических желобах — спорадическое распространение осадков, их малая мощность и слабая дислоцированность — тоже хорошо согласуется с представлением о выдвигании океанического дна из-под континентальной литосферы, при котором осадки в подножии континентального обрыва не успевают накапливаться в больших количествах, растягиваются и уносятся в сторону океана. Условий для их смятия в пределах желобов, так же как и на склонах срединноокеанических хребтов, не создается. Локальные дислокации осадков связаны с дифференциальными, преимущественно вертикальными, блоковыми движениями.

Возникновение высокого теплового потока. Если в субдукционных построениях объяснение происхождения

тепла, поступающего в надсейсмофокальные области, составляет одну из главных трудностей, эдукционная точка зрения ведет к решению этого вопроса, естественно вытекающему из принятой модели. В ходе эдукции происходит подъем мантийного материала с глубин от 700 км — глубина проникновения сейсмофокальных зон — к земной поверхности. При подъеме материал, имеющий первоначальную температуру 2000° и выше [24, 42], последовательно перемещается на более высокие уровни, сохраняя, вследствие малых скоростей остывания на глубине, аномально высокие для этих уровней температуры. Поскольку в эдукционный подъем вовлечены большие объемы мантийного вещества — всяческое крыло сейсмофокальной зоны в целом (вместо пластообразного тела плиты, перемещающейся при пододвигании), — возможности переноса глубинного тепла к поверхности оказываются очень высокими. По существу, признание эдукции ведет к принципиально новой постановке вопроса о роли тепловой энергии в тектономагматической и рудной активизации надсейсмофокальных окраинных областей. Как затраты тепловой энергии, так и температуры магматических и рудных процессов в случае реальности эдукционного процесса могут оказаться гораздо выше, чем они принимаются в существующих геологических построениях.

Взгляд на сейсмофокальные области как места поступления к поверхности запасов глубинного тепла в самом общем виде может быть сопоставлен с точкой зрения Е. В. Артюшкова [7]. Е. В. Артюшков полагает, что независимый от пододвигания плит приток глубинного тепла совмещается с этим пододвиганием; принять последнее мы не можем по причинам, изложенным ниже.

При обсуждении вопросов эдукции автору приходилось встречать возражение, состоящее в том, что тепловые следствия процесса эдукции противоречат факту пониженного теплового потока на континентальном склоне и, в особенности, в осевой зоне глубоководных желобов (см. гл. I). По этому поводу необходимо сказать следующее. Осевая зона желобов является местом выхода на поверхность мантийного крыла сейсмофокальных зон, как об этом свидетельствуют все геологические, геофизические, а также геоморфологические данные. Прежде чем подойти к этому месту выхода, выдвигаемый материал проходит под зоной вулканического пояса, где кондуктивный тепловой поток уже снижается, однако действительное поступление глубинного тепла, по всей видимости, является наивысшим. В вулканической зоне происходит непосредственный конвективный вынос глубинного тепла к коровым уровням и земной поверхности через многочисленные вулканические каналы. Таким образом, вулканические пояса представляют собой зоны резкого охлаждения поднимающегося материала. Несколько выше и ближе к желобу под континентальным склоном резко возрастает скорость остывания поднимающегося материала вследствие приближения его к земной поверхности (примерно с глубины 100 км) [42]. При этом находящийся в условиях растяжения фундамент континентального склона,

и в особенности зона его подножия, на которую и приходится минимальные значения замеренного потока, должны содержать большое число тектонических трещин, доступных для циркуляции океанических вод. Это обстоятельство отмечалось специалистами, изучающими тепловой поток дна океанов. В частности, его подтверждением являются отрицательные величины теплового потока, обнаруженные на дне Курило-Камчатского желоба. Они связаны, по всей вероятности, как считают Я. Б. Смирнов и В. М. Сугробов, с циркуляцией морской воды в верхней части коры, постоянно подвергающейся дроблению вследствие активных сейсмотектонических процессов, а также с современными оползнями и суспензионными потоками [66].

Циркуляция воды в тектонически раздробленных породах представляется главным процессом, снижающим видимую теплоотдачу в зоне желоба, при котором граница устойчивого теплового потока опускается на недоступную для измерений глубину. Эдукционное выдвигание дна желоба должно вести к активному дроблению подножия континентального склона, происходящему в условиях растяжения, что подтверждается развитием на континентальном склоне, и особенно в его нижней части, продольных грабенов. Образующаяся в ходе эдукционного выдвигания система открытых трещин способствует глубокой циркуляции океанических вод в пределах всего подножия континентального склона и соприкасающейся с ним части выдвигаемого океанического фундамента. Вполне вероятно, что следами этой циркуляции являются многочисленные заполненные цеолитами и другими низкотемпературными минералами трещины, свойственные преобладающей части пород эдукционного фундамента.

Наличие в осевой зоне желобов замеров с повышенными значениями теплового потока ($63-84$ мВт/м² и выше) в то же время свидетельствует о существовании в них и значительно прогреваемых участков.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Сейсмологические материалы не только несут основную информацию о сейсмофокальных зонах, но часто используются также как главный аргумент в пользу субдукционных представлений. Геологи иногда полагают, что сейсмологические методы даже однозначно подтверждают субдукционное направление движений. Выше уже отмечалось, что это не так. Однако любое тектоническое построение, рассматривающее природу сейсмофокальных зон, должно быть согласовано с сейсмологическим материалом.

Предмет и методы исследований. Помимо определений места нахождения очагов землетрясений, упоминавшихся выше, сейсмологическими методами определяются также направления смещений в очагах землетрясений и ориентировка напряжений, вызвавших землетрясение (при предположении, подтверждаемом рядом фактов,

что землетрясения вызываются разрывами со смещениями их сторон). Определения основаны на закономерном расположении на земной поверхности областей сжатия, порождаемого первыми вступлениями продольных сейсмических волн (направление первых смещений от очага землетрясения) и областей разрежения (направление первых смещений к очагу). В ряде случаев такие области после учета поправок на искривление сейсмических лучей могут быть разделены приблизительно перпендикулярными линиями таким образом, что распределение разрежений и сжатий оказывается квадратным (рис. 29). Предполагается, что указанные линии представляют собой места выхода на земную поверхность двух взаимно перпендикулярных плоскостей, проходящих через очаг землетрясения; эти плоскости называются нодальными, или узловыми*. Одна из нодальных плоскостей считается совпадающей с разрывом в очаге землетрясения, и по расположению полей первоначального сжатия и растяжения по ее сторонам определяют направление относительного смещения по этому разрыву (в сторону сжатия). Вопрос, какая из двух нодальных плоскостей совпадает с поверхностью разрыва, в большинстве случаев решается только на основании косвенных соображений.

Квадратное распределение разрежений и сжатий наблюдается не во всех случаях. Согласно Дж. Ходжсону и А. Стивенсу, оно строго доказывается лишь для четверти землетрясений, исследованных различными авторами.

Для суждения о характере напряжений, вызвавших разрыв в очаге землетрясений, нужно принять определенную модель механизма образования этого разрыва. В большинстве произведенных определений использовались две модели — двудипольная и однодипольная, или, согласно условным названиям Дж. Ходжсона [80], модели «разрушения» и «разлома» (рис. 30).

Модель «разрушения» пользуется в настоящее время преимущественным признанием в геофизике. Она начала разрабатываться японскими сейсмологами и основывается на опытах разрушения твердых тел при сжатии и растяжении и построении для очага землетрясения эллипсоида напряжений. В модели допускается, что смещения происходят по двум пересекающимся критическим плоскостям трехосного эллипсоида напряжений. Смещение по каждой из них равновероятно, но принимается, что оно происходит всегда по одному сечению. Критические плоскости эллипсоида напряжений отождествляются с нодальными плоскостями землетрясений. Силы, вызывающие смещения, образуют, согласно рассматриваемой трактовке, два диполя (см. рис. 30). Это, однако, вторичные силы, которые вызываются напряжениями, в свою очередь порожденными первичными (внешними) тектоническими силами. Поле напряжений характеризуется величиной и направлением осей эллипсоида напряжений, из которых боль-

* Линии пересечения сферы с взаимно перпендикулярными плоскостями могут быть и не перпендикулярными.

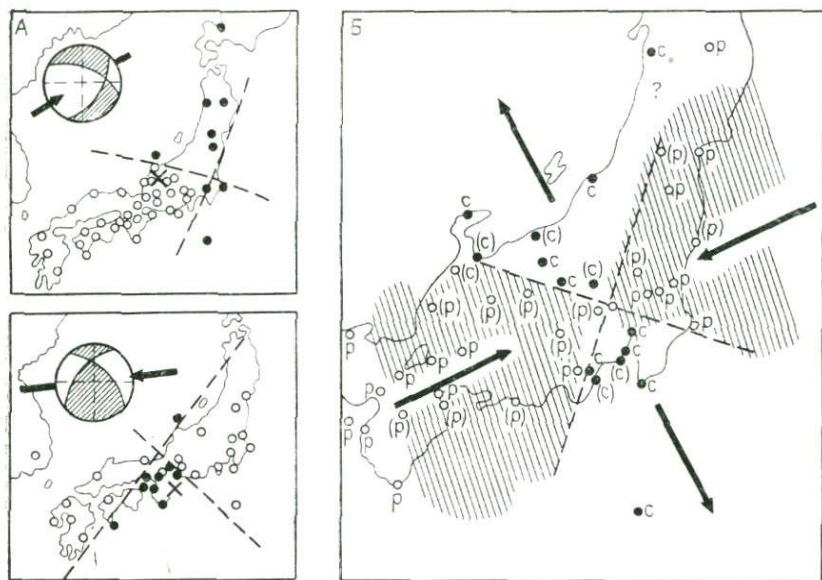


Рис. 29. Примеры квадрантного распределения сжатий (черные кружки) и разрежений (белые кружки) при первых вступлениях продольных волн землетрясений в Японии. По Х. Хонде и А. Масацуке, из Ч. Рихтера (1963 г.)

А — в левом верхнем углу пространственное положение нодальных плоскостей; Б — указаны три степени достоверности определений (без скобок, в скобках и со знаком вопроса): р — разрежение, с — сжатие

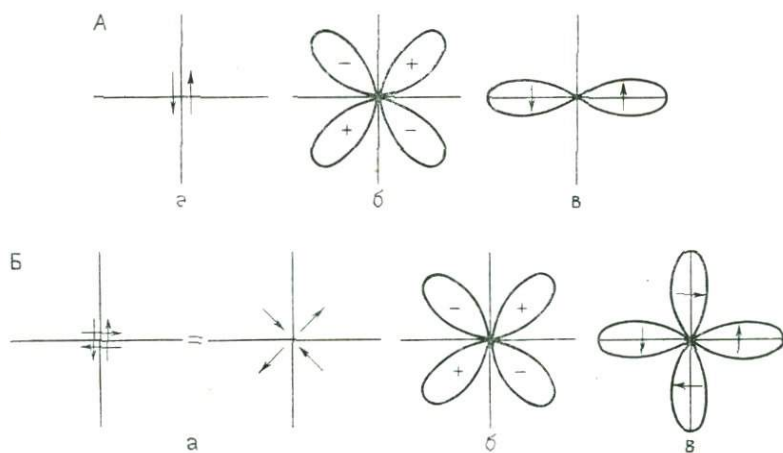


Рис. 30. Действующие силы (стрелки на рисунках а) и картина излучения продольных (б) и поперечных (в) волн в различных моделях механизма смещений в очагах землетрясений. По Дж. Ходжсону (1966 г.)

А — модель разлома; Б — модель разрушения

шая считается главной осью сжатия, а меньшая — растяжения. Обычно считают, что эти направления отвечают также действию тектонических сил сжатия или растяжения, что совсем не обязательно, так как то или иное поле напряжений может быть создано сочетанием различно направленных сил. По мнению В. И. Кейлис-Борока, модель «разрушения» (или двойного диполя) представляется чрезмерно упрощенной: в ней не разграничиваются понятия общих тектонических сил и упругих напряжений.

Модель «разлома» разработана согласно наблюдениям за современными смещениями в зоне разлома Сан-Андреас [56]. Она объясняет возникновение разрыва физической деформацией сдвига, вызванной приложением пары параллельных противоположно направленных сил. В отличие от модели «разрушения», силы могут быть собственно тектоническими. При близком расстоянии между точками их приложения они вызывают в промежутке разрушающие напряжения сдвига. С этим сдвигом отождествляется одна из нодальных плоскостей, проводимых через очаг землетрясения. Вторая нодальная плоскость считается соответствующей поперечной линии, которая разделяет возникающие впереди и позади очага области сжатия и растяжения.

Модель «разлома», несмотря на редкое в настоящее время применение ее в геофизических работах, геологически вполне оправдана. Действительно, в модели «разрушения» происходит образование каждый раз новых поверхностей скалывания, располагающихся в строгом соответствии с положением главных осей напряжения; в реальных же геологических условиях многие тектонические движения происходят по уже существующим разломам или трещинам, которые могут трансформировать различным образом направленные силы, преобразовывая их в параллельную пару сил.

Результат оценки направления движений на основе квадрантного распределения разрежений и сжатий при использовании моделей «разрушения» и «разлома» одинаков. Различаются выводы о направлении действия тектонических сил: в модели «разлома» они действуют в плоскости смещения, а в модели «разрушения», если отождествлять их с направлением главных напряжений растяжения или сжатия, — под углом 45° к этой плоскости (или несколько иным).

Для выбора между двумя названными моделями может привлекаться анализ распространения поперечных волн (см. рис. 30). Однако практическое его применение связано с рядом трудностей, и такой анализ приводится лишь в некоторых работах. В сейсмологии в настоящее время разрабатываются более сложные модели, принимающие во внимание направление и скорость роста возникающих при землетрясениях разрывов, однако в их основе обычно лежат те же представления.

Обобщающие исследования направлений смещений в очагах землетрясений сейсмофокальных зон долгое время имели целью выделение преимущественных направлений смещений при земле-

трясениях, которые можно было бы принять за выражение основных тектонических перемещений вдоль сейсмофокальных зон. Так, Г. Беньоф [15, 95] вначале полагал, что основное направление движений в сейсмофокальных зонах, отражающееся в смещениях при землетрясениях, отвечает пододвиганию их лежащего (океанического) крыла под висячее. В то же время он отмечал наличие смещений в горизонтальном направлении по простиранию сейсмофокальных зон и смещений, обратных надвиганию, т. е. соответствующих выдвиганию лежащего океанического крыла. Г. Беньоф предполагал наличие таких же тектонических движений вдоль сейсмофокальных зон, допуская, что после образования последних направление стрессов и движений могло меняться, почему в современную эпоху в окраинно-океанических зонах могут наблюдаться крупные сдвиговые перемещения вдоль их простирания, а также обратные перемещения по падению с относительным поднятием (выдвиганием) океанического крыла [15]. Несколько позднее, к началу 60-х годов Г. Беньофом и некоторыми другими исследователями высказывалось мнение, что основными перемещениями на окраинах Тихого океана, где сосредоточены основные сейсмофокальные зоны, в настоящее время являются правосторонние сдвиги и тихоокеанский фундамент в целом совершает вращение против часовой стрелки относительно своего обрамления [96]. Помимо известных данных о крупных правосторонних смещениях вдоль разлома Сан-Андреас на калифорнийском побережье, этот взгляд основывался на определениях смещений в очагах землетрясений сейсмофокальных зон с использованием модели «разлома». Нодальные плоскости ряда землетрясений в этом случае располагаются одна поперек и другая вдоль простирания сейсмофокальных зон, и выбор второй из них представлялся вероятным, так как при этом с простиранием сейсмофокальной зоны совпадало направление тектонических сил. Несколько позднее Г. Беньоф пришел к заключению, что вращение тихоокеанского фундамента невозможно ввиду сложной конфигурации его границ [16].

Среди сторонников модели «разлома» следует назвать Дж. Ходжсона и В. И. Кейлис-Борока. Полученные ими в 50-х годах результаты в основном во многом сходны. В. И. Кейлис-Борок использовал метод однозначного определения плоскости смещения с привлечением данных о распространении поперечных волн. Согласно полученным им и его сотрудниками материалам, в области развития глубинных сейсмических зон северо-западной части Тихого океана преобладают разрывы примерно широтного простирания, поперечного к простиранию островных дуг, чаще всего с крутым падением на север; направление подвижек в большинстве случаев имеет значительную горизонтальную компоненту. Таким образом, В. И. Кейлис-Борок и его сотрудники отдают предпочтение поперечным направлениям смещений. Дж. Ходжсон для районов, относящихся к окружению Тихого океана и Индонезии, получил два альтернативных направления смещений (в соот-

ветствии с расположением нодалных плоскостей) — вдоль прости-
рания сейсмических зон и островных дуг и поперек их. В том
и другом случаях падение большинства плоскостей смещения
оказывается крутым и смещения отвечают субгоризонтальным
сдвигам. Как более вероятным, частично соответствующим наблю-
дениям на поверхности, автор признает сдвиги поперечного на-
правления; при этом в каждой из островных дуг, по-видимому,
одинаково распространены левосторонние и правосторонние дви-
жения. Позднее (1962 г.) Дж. Ходжсон отказался для преоблада-
ющей части землетрясений от модели «разлома» в пользу
модели «разрушения» на основании расчетов, проведенных с по-
мощью ЭВМ А. Стивенс.

Данные о значительном разнообразии направлений смещений
в очагах землетрясений сейсмофокальных зон заставили сторон-
ников модели «разрушения», ставшей господствующей с 60-х го-
дов, уделить преимущественное внимание ориентировке главных
осей напряжений. Ряд разработок, исходящих из этой модели,
привел к представлениям о преимущественной ориентировке осей
напряжений сжатия поперек простираения сейсмофокальных зон.
Такая ориентировка, однако, не означает распространения одно-
образных смещений в очагах землетрясений, так как исполь-
зуются при этом площадки со смещениями разного направления.
Однородная ориентировка той или иной оси напряжения, таким
образом, служит объединению разноориентированных площадок
в одну группу, но не помогает выделению смещений одного на-
правления как преобладающего.

Согласно Х. Хонде, А. Масацуке и М. Исикаве [101], в районе
Японских островов поперечные к простираению дуги напряжения
близкого к горизонтальному направления характерны для неглубо-
ких землетрясений; при промежуточных и глубоких землетря-
сениях ориентировка горизонтальных проекций векторов сжатия
преимущественно вкост простираения сейсмических зон сохра-
няется, однако они во многих случаях обладают значительными
углами наклона. Ориентировка сопряженных с осями сжатия
осей растяжения более беспорядочна, но частично последние
также ориентированы поперек простираения Японских островов,
и особенно Бонинской дуги, где они преимущественно связаны
с глубокими землетрясениями (до 500 км). Если субгоризонталь-
ные поперечные сжатия с точки зрения модели «разрушения» со-
ответствуют направлению пододвигания океанического крыла
в окраинно-океанических глубинных зонах (при условии субверти-
кального расположения оси растяжения и соответствующем вы-
боре одной из двух плоскостей), то такие же растяжения отвечают
обратному движению, т. е. выдвиганию океанического дна. Бес-
порядочное расположение остальных осей растяжения свидетельст-
вует о беспорядочной ориентировке плоскостей смещения.

По данным А. Ритсеми, для районов островных дуг характерны
существенно наклонные положения осей главных напряжений
растяжения и сжатия, при ориентировке их горизонтальных

проекции преимущественно поперек простирания островных дуг. А. Ритсема разделяет все землетрясения на две группы: первая из них характеризуется действием в плоскости главных напряжений (растяжение — сжатие) в горизонтальном направлении силы сжатия, вторая — растяжения. Горизонтальное сжатие в случае наклонного положения плоскости сколов приводит к взбросам и надвигам, растяжение — к нормальным сбросам или выдвиганию вверх нижнего крыла нарушения. Землетрясения, связанные с растяжением, среди исследованных А. Ритсемой оказались более многочисленными, причем, как указывает автор, по данным, полученным им ранее для Индонезийской и Филиппинской дуг, а также М. Исикавой для Японии, на глубинах более 100—200 км горизонтальные растяжения являются господствующими.

Достаточно широко известны выводы Л. М. Балакиной [8, 9 и др.] о преимущественном распространении в окраинных зонах Тихого океана поперечных к их простиранию субгоризонтально ориентированных напряжений сжатия. Оси напряжения растяжения и промежуточные, по ее мнению, часто меняются местами; субгоризонтальная ориентировка осей растяжения вдоль сейсмических зон соответствует сдвигам по крутопадающим секущим простирание зон плоскостям, а субвертикальная — пододвиганию океанической стороны в направлении падения зон, или (альтернативный вариант) и надвиганию (взбросу) океанической стороны в сторону континента. Данные Л. М. Балакиной использовались в работах по тектонике как доказательство пододвигания океанических крыльев глубинных сейсмофокальных зон. Сама Л. М. Балакина рассматривает их совершенно иначе. «Имеющиеся на данный момент результаты определения ориентации напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса, — пишет она в одной из последних работ, — не могут рассматриваться как доказательство справедливости гипотезы плит, поскольку глубже 100 км картина ориентации напряжений оказывается неустойчивой и меняющейся от района к району и нет оснований утверждать, что основной особенностью ориентации напряжений является совпадение направления одного из напряжений с направлением падения соответствующей фокальной зоны» [9, с. 30]. Тем более тот же вывод следует из рассмотрения смещений в очагах землетрясений; их разнообразная ориентировка показывает, что «вряд ли фокальные зоны в районе островных дуг можно рассматривать как единые планетарные разломы. Скорее, это зона, в которой существуют разрывы различной ориентации» [8, с. 51].

Особое внимание Л. М. Балакина уделяет цунамигенным землетрясениям [8 и др.]. Последние происходят, как правило, на континентальных склонах глубоководных желобов и приводят к мгновенным деформациям дна, в некоторых случаях, при наиболее сильных землетрясениях, непосредственно обнаруживаемых при последующих наблюдениях. Так, при Аляскинском землетрясении 28 марта 1964 г. у протягивающейся на сотни километров

вдоль склона Алеутского желоба линии произошли поднятия дна со стороны океана и опускания со стороны континента с амплитудой в несколько метров и преобладанием поднятий над опусканиями. При определении положения nodальных поверхностей по данным землетрясений устанавливается, что одна из них обычно простирается вдоль континентального склона при субвертикальном или наклоненном в сторону океана ее падении (такая плоскость с крутым углом падения к океану определяется, в частности, для упомянутого Аляскинского землетрясения). Ориентировка второй плоскости оказывается постоянной и большей частью пологой (что менее способствует образованию цунами). Если принять, что реальными при возникновении цунами являются смещения по крутопадающим поверхностям (в пользу чего Л. М. Балакина приводит убедительные доводы), то эти относящиеся к наиболее сильным и распространенным землетрясениям явно противоречат субдукционной схеме, в частности утверждению о преобладании на приповерхностных уровнях надвиговых смещений [3].

В. Н. Аверьянова [2] оспаривает заключение Л. М. Балакиной об однообразной ориентировке напряжений сжатия. На основании более детальных исследований землетрясений Курило-Камчатской зоны она пришла к выводу, что поле напряжений областей глубинных окраинно-океанических зон весьма неоднородно, и в его пределах примерно в равных количествах можно выделить крупные объемы всестороннего неравномерного сжатия и такого же растяжения. Первое ведет к возникновению в плоскости глубинной окраинно-океанической зоны смещений, характеризуемых автором как взбросо-сдвиговые, они соответствуют пододвиганию океанического крыла. Всестороннее растяжение вызывает сбросо-сдвиговые смещения, отвечающие выдвиганию того же крыла (сдвиговая компонента в обоих случаях действует по простиранию зон). Сложное размещение объемов сжатия и растяжения свидетельствует, как считает В. Н. Аверьянова, о разнонаправленных движениях в Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне; при этом величина сейсмических дислокаций, вызываемых растяжением, т. е. отвечающих выдвиганию океанического дна, по расчетам В. Н. Аверьяновой, значительно превосходит величину дислокаций, вызываемых сжатием. Интересно наблюдение В. Н. Аверьяновой, согласно которому афтершоки землетрясений, вызванных сжатием, обычно сохраняют ориентацию напряжений главного землетрясения, в то время как при землетрясениях, вызванных растяжением, следующие за ними афтершоки часто порождаются переориентированными напряжениями; в результате в случае использования неполных данных распространение напряжений сжатия преувеличивается.

Особая методика изучения смещений в очагах землетрясений для Камчатки и Курильской дуги использована И. Г. Симбиревой, С. А. Федотовым и В. Д. Феофилактовым [61]. Их определения опираются на данные о более чем 1700 землетрясениях разной

интенсивности, вплоть до весьма слабых, в то время как другие исследователи ограничивались обычно десятками и первыми сотнями сильных и относительно сильных землетрясений. Авторы произвели статистическое обобщение основных параметров землетрясений (положений главных осей напряжения, согласно модели А. В. Введенской и Л. М. Балакиной, плоскостей и векторов смещения) для отдельных участков Курило-Камчатской дуги с относительно однородными полями напряжений. По их наблюдениям, наиболее упорядоченными являются напряжения, вызывающие самые сильные землетрясения с магнитудой 7 и выше; поле этих напряжений соответствует полю господствующих напряжений (по Л. М. Балакиной, 1962 г.), вызывающему поперечные сдвиговые смещения по крутопадающим плоскостям. Напряжения, связанные с более слабыми землетрясениями, создают неоднородное мозаичное поле. Авторами выделено 14 различных типов тензоров напряжений (с учетом соотношений абсолютных величин главных напряжений), характерных для разных участков. Соответственно разнообразными оказываются направления смещений на разных участках Курило-Камчатской дуги. По их данным, среди смещений по плоскостям, близким по ориентировке к положению сейсмической зоны, в краевых частях Курильской дуги преобладают смещения, соответствующие пододвиганию океанического крыла в сторону континента, однако в центральной части дуги господствуют обратные движения, отвечающие выдвиганию океанического крыла.

Получаемые во все возрастающем количестве при проведении сейсмологических исследований сведения о неупорядоченности направлений смещения в очагах землетрясений сейсмофокальных зон и мозаичном характере полей напряжений послужили причиной отказа сторонников новой глобальной тектоники от поисков прямых сопоставлений направлений тектонических перемещений со смещениями при землетрясениях. Как отмечалось, смещения при землетрясениях считаются ими [3, 39, 111 и др.] сопутствующими явлениями, сопровождающими расположение в направлении падения сейсмофокальных зон главных напряжений растяжения и сжатия. Вывод о равном распространении ориентированных указанным образом напряжений растяжения и сжатия не может служить подтверждением положений субдукции и, по существу, тоже представляет собой отражение мозаичного строения полей напряжений (рис. 31). Среди других сейсмологических данных, опубликованных в работах сторонников тектоники плит, следует отметить материалы по исследованию механизмов землетрясений в сейсмофокальной зоне Южной Америки, в которой, вопреки высказывавшимся ранее представлениям, ориентированными по направлению падения сейсмофокальной зоны на всех ее уровнях оказались преимущественно напряжения растяжения [111].

На основании данных о смещениях в очагах землетрясений сейсмофокальных зон можно сделать следующие выводы: 1) направления смещений в очагах землетрясений имеют внешне неупо-

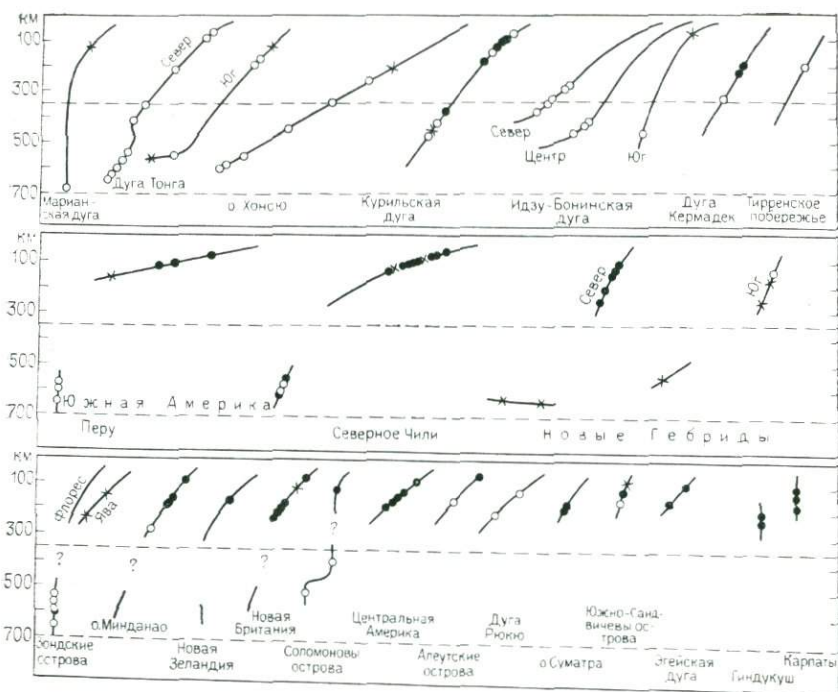


Рис. 31. Распространение напряжений растяжения и сжатия в различных глубинных сейсмических зонах мира. По Б. Айзексу и П. Молнару (1970 г.)

Кружки — ориентировка главных осей напряжения по падению сейсмических зон (черные — напряжений растяжения, белые — напряжений сжатия); кресты — оси сжатия ориентированы по простиранию сейсмических зон, оси растяжения субгоризонтальны

рядоченный характер и не обнаруживают преобладания смещений какого-либо определенного направления; 2) направления напряжений, определяемых на основе выбранных вариантов направлений смещений, также оказываются разнообразными и не носят закономерного характера.

Прямое определение направления тектонических движений в сейсмофокальных зонах на основании этих данных невозможно.

Эдукционное истолкование. Все предлагаемые модели, рассматривающие совместное истолкование сейсмологических и геологических материалов, относящихся к сейсмофокальным зонам, содержат противоречие. Оно заключается в определении положения поверхности, которой приписываются основные тектонические смещения, свойственные сейсмофокальным зонам. Эта поверхность во всех случаях помещается среди очагов землетрясений в местах наибольшего их сгущения. При этом предполагается (или вытекает из построения), что механические свойства среды по обе стороны поверхности основных перемещений приблизительно одинаковы. Построенная таким образом поверхность всегда выходит на земную поверхность посередине континентального склона.

Такое положение усредненной сейсмофокальной поверхности указывается некоторыми авторами в качестве установленной закономерности [9]. Между тем с геологической точки зрения посередине континентального склона нет какой-либо особо резкой границы, разделяющей разнородные структуры. Такая граница проходит в основании континентального склона, вблизи оси желоба, и отделяет кору континентального или переходного (близкого к континентальному) типа, составляющую целиком континентальный или островодужный склон (за исключением, в некоторых случаях, самого его подножия), от океанической коры, слагающей дно и внешний склон желоба. Не подвергается сомнению это положение основного раздела — поверхности основных тектонических перемещений — и в новой глобальной тектонике. Возникающее при этом несоответствие между положением этой границы в случае проведения ее в соответствии с рельефом и исходя из расположения очагов землетрясений не привлекает внимания и обычно не обсуждается лишь в силу того, что в новой глобальной тектонике используются слишком мелкомасштабные и схематизированные разрезы. Истолкование сейсмологических данных в соответствии с эдукционной точкой зрения устраняет прежде всего это несоответствие. Как показывалось, основное содержание процесса эдукции состоит в вытекании глубинного мантийного материала из-под края континента, которому нужно приписывать в этом случае отвечающую глубине сейсмофокальной зоны консолидацию и повышенную по сравнению с лежащим (океаническим) крылом сейсмофокальной зоны жесткость. Основания для последнего утверждения содержатся в работах Г. Беньофа [15], ряда последователей новой глобальной тектоники, а также других авторов [7, 55 и др.]. Если глубокие землетрясения действительно обуславливаются жесткостью континентальной литосферы, с которой граничит (согласно сделанному предположению) вытекающая из глубины более горячая и пластичная масса, землетрясения должны преимущественно возникать в континентальном крыле глубинных зон, в качестве его реакции на перемещение материала в лежащем крыле. В этом случае поверхность основных тектонических перемещений следует полагать размещающейся не среди очагов землетрясений, как это обычно делается, а по обращенной к океану нижней (как правило, наиболее отчетливо выраженной) границе объема распространения землетрясений. Определенная таким образом поверхность основных тектонических перемещений выходит на земную поверхность всегда в месте перехода дна желоба в континентальный склон, т. е. там, где она должна выходить (см. рис. 4, 5 и 18).

Модель вытекания глубинного вещества из-под края континентальной литосферы приводится на рис. 32. Землетрясения сейсмофокальной зоны представляют, согласно этой модели, в основной своей части реакцию относительно жесткого всяческого континентального крыла окраинно-океанической зоны на перемещение глубинного материала в лежащем крыле последней. Ориентировка

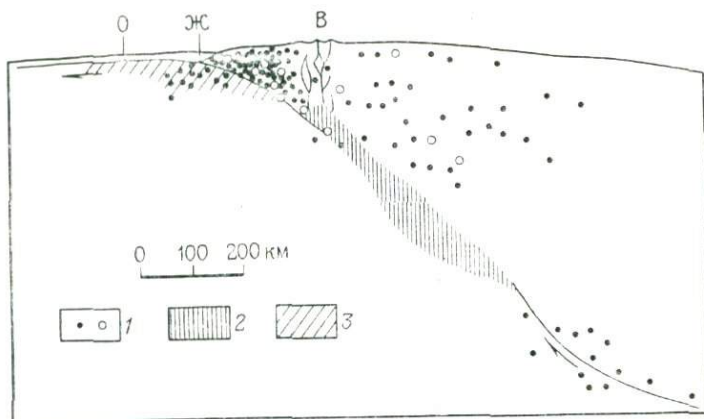


Рис. 32. Интерпретация сейсмологических данных с точки зрения эдукционного процесса (обобщенный разрез через окраинно-океаническую зону; направление вытекания мантийного вещества вдоль нижней границы континентальной литосферы показано стрелками)

1 — очаги землетрясений; 2 — область формирования магматических расплавов (соответствует зонам низкой сейсмической добротности); 3 — область быстрого остывания глубинных масс и формирования или океанической коры. Ж — ось океанического желоба, В — наземные вулканы. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны

смещений в очагах возникающих таким образом землетрясений должна быть разнообразной, что и наблюдается в действительности. Расширение сейсмофокальных зон при приближении к земной поверхности объясняется возрастанием жесткости континентальной литосферы. Сгущение очагов землетрясений (отмеченная ранее особенность строения сейсмофокальных зон, благодаря которой поверхность, проводимая среди очагов землетрясений, попадает на середину континентального склона) располагается непосредственно у поверхности вытекания, что также естественно, но лишь с континентальной, т. е. малопластичной ее стороны. Приуроченность землетрясений к участкам литосферы с высокими упругими свойствами согласуется с соображениями, высказанными в гл. I. С удалением от границы вытекания очаги землетрясений постепенно исчезают. В лежачем (вытекающем) крыле очаги землетрясений появляются лишь в приповерхностной части, с глубины 100 км, что следует связывать с остыванием поднимающегося вещества и потерей им пластичности («зона Тараканова» на океанической стороне желоба, по П. Н. Кропоткину).

Эдукционный процесс, как уже отмечалось, сопровождается перенесением в направлении к земной поверхности больших запасов глубинного тепла. На уровнях 500—250 км, где вследствие возникновения аномально высоких температур и падения давлений твердая фаза оказывается смешанной с жидкой и газообразной, образуются растянутые вдоль поверхности вытекания зоны («призмы») высокого поглощения и низких скоростей сейсмиче-

ских волн. Число очагов землетрясений здесь значительно снижается. Зоны пониженных скоростей сейсмических волн сопровождаются с нижней стороны объемами с аномально высокими скоростями и высокой добротностью (см. рис. 7). Появление их может быть объяснено наличием в выдвигаемом крыле не участвующего в плавлении вещества (вследствие высоких температур его плавления, возможно, типа рестита), обладающего при этом повышенной для занимаемых им уровней плотностью, что естественно при его эдукционном подъеме.

Представляется возможным утверждать, что изложенная общая схема сочетается с сейсмологическими данными более полным и лучшим образом, чем другие схемы, в частности субдукционная.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ И РЕЛЬЕФ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Представление о выдвигании океанического дна хорошо объясняет появление резких гравитационных изостатических аномалий, характерных для областей островных дуг. Известно, что островные дуги, а также прилегающие к океаническим желобам горные окраины континентов сопровождаются четкими линейными положительными изостатическими гравитационными аномалиями, дно океанических желобов — такими же, но еще более значительными отрицательными аномалиями и, наконец, океанические валы, располагающиеся у внешнего океанического края желобов, — снова положительными аномалиями [6]. При выдвигании океанического дна указанные гравитационные аномалии, так же как и рельеф островных дуг и океанических желобов, оказываются естественным следствием динамических условий, возникающих в месте обрыва континентальной литосферы (рис. 33).

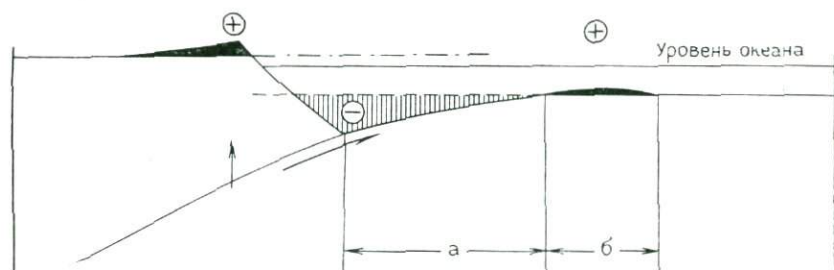


Рис. 33. Схема возникновения положительных и отрицательных изостатических аномалий в районах окраинно-океанических желобов

Пунктир с точками — уровень изостатического равновесия поверхности континентальной литосферы (упрощенно), пунктир — то же, поверхности океанической коры. Черное — массы, поднятые выше изостатического уровня; вертикальная штриховка — пространство с недостатком массы ниже изостатического уровня; *a* — участок достижения изостатического равновесия под действием направленных вверх изостатических сил (внешний склон желоба); *b* — участок прекращения действия подъемных изостатических сил и скучивания выдвигающегося материала (океанический вал). Стрелками показаны направление движения (выдвигания) глубинного вещества и направление вертикального давления, оказываемого на край континентальной литосферы

Возникновение основных форм рельефа активных окраинных областей можно объяснить следующим образом.

1. Поднимающиеся из глубины мантийные массы вблизи места своего выхода на поверхность должны стремиться поднять вверх, выше уровня изостатического равновесия, расположенный над ними край континентальной литосферы — примыкающий край континента или континентальные отторженцы. Следствием являются горный рельеф края континента и высокое гипсометрическое положение большинства континентальных отторженцев (островных дуг). Обычно подобные горные сооружения, поднятые эндогенными тектоническими силами вместе с поверхностью подстилающих их мантийных масс выше естественного для них изостатического уровня, сопровождаются положительными гравитационными аномалиями всех видов.

2. В месте выхода на земную поверхность глубинные мантийные массы — с этого момента уже океаническая кора — должны всегда располагаться ниже естественного изостатического уровня свободной океанической коры, так как они еще несут груз вышележащего края континентальной литосферы. С освобождением от этого груза, за линией прерывания континентальной литосферы, океаническая кора должна испытывать воздействие вертикальных изостатических сил, стремящихся поднять ее до уровня изостатического равновесия. Перемещение на этот уровень не может произойти сразу, так как океаническая кора выходит на поверхность достаточно остывшей и обладает определенной прочностью; уровень изостатического равновесия достигается путем постепенного подъема океанического дна при его продвижении в сторону океана. В ходе такого процесса не может образоваться ничего иного, кроме типичного океанического желоба с крутым и высоким внутренним склоном (обрыв континентальной литосферы) и более пологим и низким внешним (поверхность постепенно воздымающейся океанической коры). Расстояние, на котором происходит достижение океанической корой уровня изостатического равновесия, т. е. ширина внешнего склона желоба, определяется прочностными свойствами выдвигающей океанической коры и должно быть везде примерно одинаковым, что и наблюдается в действительности. На всем протяжении участка воздымания океанической коры имеет место дефицит массы, вызывающий отрицательную гравитационную аномалию.

3. В пределах внешнего склона желоба, т. е. на участке, где достигается изостатическое равновесие, силы расширения, вызывающие вытекание глубинного материала и выдвигание океанической коры, дополняются направленными вверх изостатическими силами. Эти дополнительные силы должны вызывать большую скорость перемещения океанической коры на участке внешнего склона желоба по сравнению со скоростью ее дальнейшего перемещения в открытом океане, где дополнительные изостатические силы уже не действуют. В месте достижения океанической корой уровня изостатического равновесия в результате снижения скорости ее

перемещения возникают условия для скопления избыточного материала (т. е. местные условия сжатия); этот материал образует океанические валы, возвышающиеся над уровнем изостатического равновесия океанической коры. Следствием существования этих валов являются зоны положительных гравитационных аномалий.

Можно добавить, что объяснение происхождения рельефа и изостатических аномалий активных окраинных областей субдукционной гипотезой вызывает затруднения. Возникновение поднятий рельефа и положительных гравитационных аномалий над местами погружения плит также трудно объяснить, так как направление движения плиты скорее ведет к опусканию прилежащих к ней масс, а участие в ее составе базальтового слоя — к понижению над ней гравитационного поля. Странниками гипотезы плит предложено два варианта объяснения окраинных гравитационных аномалий. Один из них основывается на предположении, выдвинутом ранее У. Хаббсом [26], согласно которому аномалии вызваны двумя волнами упругого изгиба земной коры, поддерживаемыми постоянным горизонтальным давлением (волна вверх на островных дугах и вниз в океанических желобах). Крутой внутренний склон желобов объясняется существованием наклонного склона, направленного под островные дуги. Кс. Ле Пишон и соавторы [39] отмечают, однако, что геологические свойства коры не позволяют предполагать сохранение ее упругого изгиба в течение многих миллионов лет. Они отдают предпочтение другому варианту объяснения, согласно которому положительная аномалия под островными дугами вызывается погруженной частью плиты, более холодной, чем окружающие мантийные массы, и поэтому более плотной. Помимо трудности количественного обоснования этого предположения [7], маловероятно, чтобы постепенно погружающаяся плита могла создать на поверхности отчетливую линейную аномалию.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭДУКЦИОННАЯ МОДЕЛЬ

Сейсмологические, гравиметрические и термометрические данные могут быть с успехом согласованы с эдукционной точкой зрения, причем особо нужно отметить возможность объяснения характеризируемых ими явлений как прямого следствия эдукционного процесса, без разработки для каждого случая дополнительной гипотезы. То же следует сказать и об объяснении макрорельефа надсейсмофокальных областей. Вопросы эдукционного истолкования геологического материала во многих отношениях сложнее, поскольку этот материал, получаемый при непосредственных наблюдениях, не подвергается, подобно геофизическому, количественной унификации до его использования и выглядит значительно более разнородным. Однако конкретность геологических наблюдений помогает во многих случаях избежать случайных усреднений в моделях природных процессов. Как уже отмечалось (см. гл. I),

для установления направления движений в сейсмофокальных зонах, т. е. подтверждения или опровержения эдукционной точки зрения, геологические методы имеют решающее значение, так как только они способны однозначно определить реальное направление тектонических перемещений.

Главные структурные элементы эдукционной системы представлены всياчим континентальным и лежащим океаническим крыльями, разделенными поверхностью основных тектонических перемещений, т. е. собственно эдукционной поверхностью. Континентальное и океаническое крылья существенно различаются по механическим свойствам. Континентальное крыло в случае развития глубинной сейсмофокальной зоны в ее типичном выражении слагается древней континентальной литосферой (платформенного типа), консолидированной на глубину сотен километров. В пределах этой глубины оно обладает высокой упругостью и, вследствие большой мощности, высокой жесткостью (т. е. произведение модуля упругости на сечение тела). Эдукционный процесс состоит в вытекании обладающего значительной пластичностью глубинного материала вдоль нижнего края континентального крыла, который и составляет эдукционную поверхность. Местом выхода ее на земную поверхность является океанический желоб. Собственно сейсмофокальная зона — это объем распространения очагов разрушения, возникающих в жестком континентальном крыле. Континентальное крыло может быть также гетерогенным и состоять лишь частично из древней континентальной литосферы, а в остальном из литосферы складчатых областей более позднего происхождения и, в случае раскрытия в его пределах окраинного моря (геосинклинального раздвига), — также из новообразованной литосферы океанического типа. В этих условиях сейсмофокальные зоны (объемы распространения очагов землетрясений) получают локальное развитие, зависящее от расположения участков древней континентальной литосферы, к которым они преимущественно приурочены. Континентальное крыло в преобладающей своей части неподвижно.

Океаническое крыло полностью подвижно. Составляющий его глубинный материал несет аномально высокие для новых уровней температуры, что обеспечивает, вероятно совместно с другими причинами, его повышенную пластичность. В ходе своего движения от глубоких уровней к поверхности этот материал претерпевает значительные преобразования, очевидно, выражающиеся в потере летучих и относительно легкоплавких соединений, частичном и полном расплавлении, перекристаллизации, а перед выходом на поверхность — в диафорезе. При выходе на земную поверхность материал океанического крыла становится уже остывшим и твердым. Поскольку вещество континентального и океанического крыльев различается по составу и плотности, материал океанического крыла всегда принимает на земной поверхности более низкое гипсометрическое положение по сравнению с континентальным крылом и составляет поэтому дно морских бас-

сейнов и океанов. Процесс выдвигания океанического крыла ведет к наращиванию их фундамента и их расширению.

Причину эдукционного вытекания глубинного материала следует видеть в наличии глубинного давления, вытесняющего мантийный материал к поверхности и преодолевающего действие силы тяжести. Подобные условия могут возникать при расширении внутренних частей Земли, в пользу которого свидетельствует ряд фактов.

Осуществление эдукционного процесса в направлении, обратном действию силы тяжести, свидетельствует о большой его мощности. Над эдукционными зонами происходит глубокая тектоническая перестройка земной коры, существо которой в значительной мере определяется известными представлениями о тектоно-магматической активизации. Та же перестройка приводит к возникновению характерных форм макрорельефа, когда над сейсмофокальными зонами располагаются или островные дуги с находящимися позади них окраинными морями, как, например, на востоке Азии, или же, как на современном тихоокеанском побережье Южной Америки, краевые континентальные поднятия — резко приподнятый край континента без зоны растяжения, подобной окраинному морю (андийский тип окраинной области). Возникновение краевых поднятий, океанических желобов и внешних валов, так же, как сопровождающих их гравитационных изостатических аномалий, является прямым следствием эдукционного выдвигания. В равной мере прямым его следствием является отторжение от окраины континентальной литосферы островных дуг и раскрытие позади них окраинных геосинклиналей.

Островные дуги являются лишь одним из видов отторженцев континентальной литосферы, возникновение которых возможно в ходе эдукционного процесса. Условием отнесения отторженца к островным дугам, помимо крупного размера, является нахождение его поверхности над уровнем океана. Однако, несомненно, возможны отторженцы, поверхность которых располагается ниже океанического уровня. Гипсометрическое расположение — уровень стояния — отторженца должно зависеть главным образом от изостатических факторов: его плотности и размера в вертикальном направлении, определяющего глубину его погружения в материал выдвигающегося крыла эдукционной поверхности. При эдукционном выдвигании континентальное крыло с глубины около 100 км вследствие отвердения материала выдвигающегося океанического крыла подвергается мощной глубинной эрозии, поэтому толщина отторгаемых фрагментов континентальной литосферы может быть разнообразной. Несомненна возможность существования отторженцев различного размера и уровня гипсометрического стояния, при этом необходимо различать отторженцы, несущие фрагменты существовавшей ранее земной поверхности, и выведенные из глубины при упоминавшемся процессе глубинной эдукционной эрозии. Последние, в общем случае, должны иметь меньшие размеры и составлять непрерывные переходы к крупно-

глыбовому меланжу (а через него и к мелкодробленому, вплоть до милонитового, материалу).

Как пример крупного отторженца, несущего остатки древней дневной поверхности, но погруженного на значительную глубину под уровень моря, с эдукционной точки зрения может рассматриваться возвышенность Обручева в северо-западной части Тихого океана. Согласно результатам драгирования, описанным Б. И. Васильевым и Г. Б. Удинцевым [18], на этой возвышенности распространены коренные выходы разнообразных пород, сопоставляемых авторами с разновозрастными комплексами Центральной Камчатки, от метаморфического ганальского до вулканогенных мезокайнозойских. Чехол полого залегающих осадков между выходами фундамента представлен на возвышенности Обручева по данным глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» (скв. 192) толщиной общей мощностью 1044 м, слагаемой в нижней части мелководными существенно известковистыми осадками маастрихта, эоцена и, возможно, олигоцена, в средней части быстро накапливавшимися преимущественно терригенными, существенно глинистыми осадками нижнего и среднего миоцена и в верхней части — медленно накапливавшимися биогенными диатомовыми илами. Таким образом, снизу вверх по разрезу мелководные осадки сменяются более глубоководными, близкими по фациям зоне континентального склона, и затем типичными глубоководными. Мощность осадочного чехла на возвышенности Обручева намного превышает мощность осадков в прилегающих желобах, составляющую в Амурском желобе всего 200 м (по приводимым названными авторами данным), а в Курильском желобе, согласно сейсмическим профилям [70], 500—600 м, иногда менее, реже более. Б. И. Васильев и Г. Б. Удинцев [18] приходят к выводу, что основание возвышенности Обручева имеет континентальную природу и первоначально было объединено структурно с Центральной Камчаткой, но затем, после заложения в конце миоцена — начале плиоцена Курило-Камчатского и Алеутского желобов, отделилось от Камчатки. Субдукция в названных желобах, по заключению авторов, исключается.

Б. И. Васильев и Г. Б. Удинцев не рассматривают отделение возвышенности Обручева от Центральной Камчатки как следствие эдукции, однако эдукционное объяснение описываемых ими событий кажется наиболее уместным. Действительно, отделившись от Камчатки, возвышенность Обручева должна была и удалиться от нее (что, в частности, следует из высказанного указанными авторами представления о принадлежности желобов к структурам растяжения). Изменения фаций осадочного чехла возвышенности Обручева во времени ясно указывают на последовательное удаление ее от берега и источников сноса терригенного материала. Малые мощности осадков на дне соседних желобов свидетельствуют о недавнем создании их фундамента.

Ю. А. Косыгин, возражая против эдукции, ссылается на вероятное отсутствие в основании возвышенности Обручева океани-

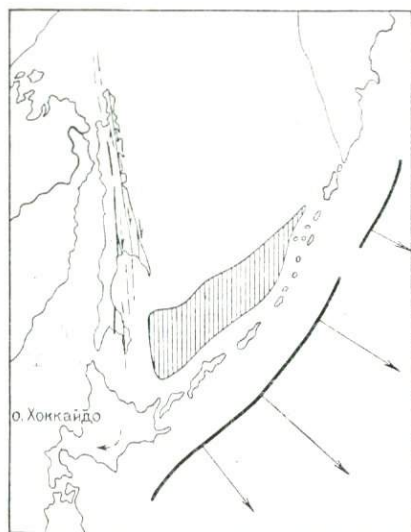


Рис. 34. Правосдвиговые продольные смещения на Сахалине как элемент деформаций, связанных с деятельностью Курильской эдукционной зоны. По В. С. Рождественскому (1982 г.)

1 — правые сдвиги восточной части Сахалина; 2 — вероятное их продолжение на дне моря; 3 — Южно-Охотская впадина; 4 — ось Курило-Камчатского желоба (стрелки — направление выдвигания лежащего крыла эдукционной зоны); 5 — направление возможного вращения о-ва Хоккайдо

ческого фундамента и на данные Б. И. Васильева и Г. Б. Удннца о распространении там пород континентального типа [33]. Однако, как следует из приведенных выше пояснений, океанический фундамент эдукционного происхождения должен существовать в этом случае лишь между континентальным склоном Камчатки и возвышенностью Обручева, так же, как между нею и островным склоном Алеутской дуги.

Тектонические деформации, сопровождающие эдукционный процесс, отличаются крупным масштабом и специфическим характером. Группы наиболее характерных из них рассматриваются на с. 106 настоящей главы. К ним можно добавить поперечные к простиранию сейсмофокальных зон сдвиговые деформации, от относительно мелких, являющихся следствием изгибания островных дуг при эдукционном вытекании, до соизмеримых по масштабу с величиной раскрытия окранных морей и являющихся прямым следствием этого раскрытия (рис. 34). Поскольку ширина раскрытия окранных

морей составляет сотни и первые тысячи километров, амплитуда сопровождающих их строго поперечных и косых сдвигов также может достигать сотен километров; таким образом эти сдвиги принадлежат к наиболее крупноамплитудным из известных на Земле. Некоторые возможные примеры таких сдвигов приводятся ниже при описании древней активной окраины Азии на Северо-Востоке СССР.

Механизм эдукции, по-видимому, значительно лучше, чем любое другое тектоническое построение, объясняет возникновение рудно-магматических поясов над сейсмофокальными зонами. В ходе эдукционного процесса подъем (вытекание) мантийного материала начинается на глубинах 600—700 км (уровне наиболее глубоких очагов землетрясения в глубинных сейсмофокальных зонах) при температурах порядка 2000°C и литостатическом давлении свыше 20 ГПа. По мере эдукционного выдвигания этот материал последовательно перемещается на более высокие уровни

с меньшим литостатическим давлением, длительное время сохраняя аномально высокую для этих уровней температуру. В этих условиях начиная с определенных глубин неизбежно происходит отделение от поднимающегося мантийного вещества наиболее легко подвижных его компонентов, и прежде всего его дегазация. Перегретые газы (флюиды, неспособные к переходу в жидкость вследствие их закритических температур), по-видимому, являются главными агентами переработки вышележащих масс континентального крыла в силу способности к перемещению на любые расстояния в направлении понижающегося давления. С воздействием флюидов следует связывать разработку в теле континентальной литосферы над зоной эдукционного выдвигания камер, камерн, каналов, служащих путями распространения самих флюидов и переноса глубинного тепла, а также привноса в верхние части земной коры материала мантийного происхождения, включая рудный.

Вулканические пояса занимают лишь часть площади, на которую сейсмофокальная зона проецируется на земную поверхность. В более удаленной от желоба ее половине — полосе такой же, или еще большей ширины, расположенной за вулканическим поясом, распространены многочисленные интрузии, возраст которых близок вулканическим излияниям, и многочисленные, примерно также разновозрастные магматическим образованиям, рудные эндогенные месторождения. При работах, проводившихся в области мезозойской окраины палео-Азиатского континента на Северо-Востоке СССР, эта полоса получила название перивулканической зоны. Молодые аналоги таких зон, вплоть до плиоцен-четвертичных, можно видеть в Скалистых горах Северной Америки и Восточно-Андийской зоне Южной Америки; в последнем случае перивулканическая зона, охватывающая, в частности, рудные площади Боливии с миоцен-плиоценовым возрастом интрузивных штоков и оруденения, расположена над современной действующей сейсмофокальной зоной.

Существенным условием создания и магматически-метаморфической переработки висячих крыльев поверхностей эдукционного выдвигания является широкое развитие в них, как в вулканических, так и в перивулканических зонах, глубинных магматических каналов (транслитосферных труб, глубинных магматических колонн и т. д.). Примером такого рода образований являются проникающие по сейсмофокальной области каналы, обнаруживаемые под целым рядом вулканических центров. Эдукционный процесс обеспечивает поступление дополнительной относительно требуемой для возникновения магматических расплавов тепловой энергии, необходимой для создания сети глубинных каналов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПРИ ЭДУКЦИОННОМ ПРОЦЕССЕ

Мощный процесс эдукционного выдвигания глубинного материала не может протекать без крупных тектонических деформаций. О деформациях растяжения, приводящих к таким крупномасштабным явлениям, как раскрытие окраинных морей и отодвигание от континентов их краевых отторженцев — островных дуг, говорилось выше. Однако исходя из эдукционной модели, можно указать еще несколько видов крупных тектонических деформаций, развитие которых также является следствием особых условий, возникающих при эдукционном перемещении масс. Общим свойством таких деформаций является зависимость их от прямого или косвенного взаимодействия двух силовых факторов: направленных из глубины к поверхности сил вытекания и противодействующих им гравитационных сил.

Складчатость и другие деформации бокового сжатия. Вытекающий материал лежачего крыла эдукционных зон приподнимает препятствующий этому вытеканию край всячего континентального крыла, что служит причиной появления краевых континентальных поднятий и поднятых выше естественного уровня островных дуг с их изостатическими гравитационными аномалиями. Однако при таком поднятии должна существовать вторая составляющая основной, нормальной к границе раздела силы, с которой вытекающее лежачее крыло воздействует на всячее (рис. 35). Эта вторая горизонтальная составляющая при наклоне сейсмофокальных зон порядка 45° (широко распространенном) примерно равна вертикальной составляющей. Можно произвести несложный расчет, показывающий, что такая горизонтальная составляющая достаточна, чтобы вызвать разрушающие (тем более складчатые) деформации в всячем крыле эдукционной зоны при условии, что в нем содержатся участки, характеризующиеся обычной мощностью геосинклинальной (океанической) литосферы с пониженной по сравнению с древней континентальной литосферой жесткостью.

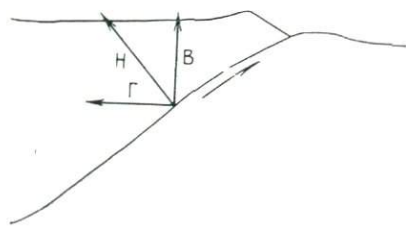


Рис. 35. Действие сил при эдукционном процессе

Н — действующая на всячее крыло нормальная сила, вызываемая давлением вытекающего материала, В и Г — ее вертикальная и горизонтальная составляющие; стрелки — направление вытекания глубинного материала, вызывающего путем трения растяжение всячего крыла

Допустим, что ширина краевого поднятия или основания островной дуги составляет 250 км, а средняя высота их подъема над изостатическим уровнем 3 км; в этом случае вертикальная сила, действующая на элемент поперечного сечения всячего крыла толщиной 1 см, составит $2 \cdot 10^5$ МН; если такая же сила действует в горизонтальном направлении, и позади краевого поднятия в всячем крыле эдукционной зоны находится участок геосинклинального типа с мощ-

ностью твердой литосферы, допустим, 100 км, то горизонтальное напряжение сжатия составит в нем 200 МПа, т. е. окажется разрушающим. Части висячего крыла, сложенные древней континентальной литосферой, мощность консолидации которой достигает нескольких сотен километров и жесткость (т. е. произведение модуля упругости на сечение) в несколько раз больше, могут выдерживать действие той же силы. Из сказанного следует, что тангенциальные деформации сжатия свойственны лишь висячим крыльям эдукционных зон.

Поскольку воздействие лежащего крыла на висячее состоит не только в производном снизу давлении, но также в передаваемом посредством трения растяжении (в направлении выдвигания крыла), сочетание проявлений растяжения и сжатия в висячих крыльях эдукционных зон может быть многообразным.

Надвиги в тылу краевых поднятий. Воздымание краевых континентальных поднятий и островных дуг выше естественного изостатического уровня создает неустойчивую динамическую обстановку, в которой сила тяжести стремится ликвидировать поднятия. В сочетании с горизонтальным сжатием, вызываемым эдукционным вытеканием, это ведет к гравитационному сползанию и иным перемещениям масс от приподнятых частей краевых поднятий к областям в их тылу, где неравновесные условия сходят на нет. Надвиговые деформации подобного характера и направления известны, например, в подножие восточного склона Анд и обнаруживаются все в большей мере на Северо-Востоке СССР северозападнее Охотско-Чукотского вулканического пояса. Надвиговые (и вдвиговые) деформации подобного рода, по-видимому, широко распространены во всем тихоокеанском окружении, в частности на обращенных к континентам склонах островных дуг.

Деформации выдвигания. Следствием выдвигания океанического крыла эдукционных зон является распространение в эдукционном геосинклинальном фундаменте и в контактирующей с ним части континентальной коры ориентированных вдоль поверхности основных тектонических перемещений тектонических пластин, чешуй и т. д. С выходом геосинклинального фундамента на земную поверхность они приобретают близкую к горизонтальной ориентировку. Образования подобного рода распространены во многих геосинклиналях, хотя в большинстве случаев трактуются как следствия надвигов и шарьжей. Можно, однако, доказать, что в ряде случаев возрастное чередование пород в пластинах обратно требуемому для надвигов (с последовательным омоложением их в верхних пластинах вместо удревления).

Вертикальные компенсационные деформации. Выше мы касались объяснения гравитационных изостатических аномалий, развивающихся на месте глубоководного желоба и по его сторонам, как следствия тектонических движений, происходящих в активных окраинных областях. Естественно, что с прекращением тектонических движений (это относится к любому способу объяснения изостатических аномалий) изостатические силы, уравновесившиеся

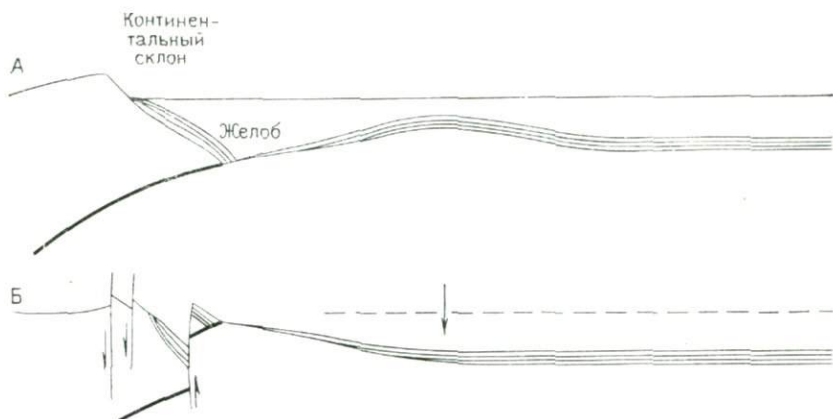


Рис. 36. Схема распространения разновозрастных осадков в эдукционной геосинклинали (показана последовательность напластования осадков)

А — строение желоба и прилежащей геосинклинальной впадины при действующей эдукционной поверхности; Б — то же, после прекращения эдукционной деятельности и вертикальных компенсационных смещений

ранее тектоническими, окажутся единственно действующими и вызовут рано или поздно (после преодоления прочности литосферы и ее разрушения на участках максимальных нарушений изостатического равновесия) вертикальные компенсационные перемещения, восстанавливающие изостатическое равновесие. Дно желоба, обладавшее дефицитом массы, будет поднято до естественного изостатического уровня, зоны положительных аномалий — островные дуги или краевые поднятия, а также располагающиеся на океанической стороне желобов океанические валы — испытывают обрушение. Произойдет, таким образом, определенного рода инверсия существовавших при действовавшей глубинной сейсмофокальной зоне структур с сохранением свойственных им отчетливых линейных форм и преобладанием субвертикальных разрывных нарушений (рис. 36). Очевидно, что такого рода деформации характерны для наиболее поздних стадий развития окраинных областей, соответствующих времени отмирания эдукционных зон. Наиболее резко выраженным будет горстообразное поднятие на месте осевой части желоба как соответствующее наибольшим абсолютным значениям изостатических аномалий. Образование компенсационных поднятий на месте желобов не случайное, но закономерное явление, не учитываемое пока в достаточной мере при расшифровке тектонических структур окраинных областей прошлого.

ПРИЗНАКИ ЭДУКЦИИ

Предложенная геологическая модель позволяет указать геологические признаки эдукционного процесса. Три признака представляются безусловными, т. е. отвечающими лишь эдукционным

движениям из всех допускаемых для объяснения существования сейсмофокальных зон:

Площадное распространение тектонизированного чехла на поверхности океанического (геосинклинального) фундамента. На протяжении десятков километров своего пути перед выведением на земную поверхность вещество выдвигающегося крыла эдукционной зоны непрерывно взаимодействует с материалом неподвижного континентального крыла, разрушая его и подвергаясь разрушению само. Это явление связано с отвердеванием (вследствие остывания) материала выдвигающегося крыла, обладавшего на больших глубинах пластичностью, которое начинается примерно со 100 км. Судить об этом можно по распространению очагов землетрясений; начиная с этой глубины они размещаются не только в всячем, но и в лежачем крыле поверхности основных перемещений (построенной указанным выше способом). Таким образом, неизбежным следствием эдукционного выдвигания является разрушение пород вдоль границы основных перемещений. При амплитуде перемещений в десятки — первые сотни километров мощность зоны разрушения должна измеряться несколькими километрами. Часть продуктов тектонического разрушения в ходе эдукционного выдвигания неизбежно выводится на земную поверхность; следовательно, геосинклинальная (океаническая) кора эдукционного происхождения должна нести в своей верхней части непосредственно перекрываемой осадками мощный покров тектонических образований в основном мафического, ультраосновного и основного, соответствующего материалу мантии и нижних частей континентальной земной коры, состава, а также смешанного состава, с участием пород континентального гранитного слоя.

Возраст подошвы осадочного чехла. При эдукционном выдвигании фундамента геосинклинали в желобе, расположенном на одном ее краю, осадочный чехол геосинклинали приобретает асимметричное строение: возраст основания осадков с удалением от желоба удревяется, а возрастной диапазон разреза увеличивается (см. рис. 36, А). В самом желобе, до тех пор пока действует эдукционный механизм, присутствует лишь слой наиболее молодых осадков (что можно видеть в современных желобах). Фации осадков, отлагающихся в желобе и транспортируемых затем в сторону геосинклинали, при этом распространяются на всю площадь геосинклинали, но с удалением от желоба становятся все более древними. Строение осадочного чехла, таким образом, оказывается подобным спрединговому, но с обратным относительно желоба (если принимать точку зрения новой глобальной тектоники) направлением изменений.

Указанные два признака могут использоваться для установления эдукционного процесса (и выбора между эдукционной и субдукционной моделями) как в древних подвергшихся складчатости геосинклинальных областях при проведении обычных геологических исследований, так и на примыкающих к современным же-

лобам площадях окраинных морей и океанов с использованием данных глубоководного бурения.

Развитие складчатых дислокаций в всячем крыле действующих сейсмофокальных зон. Распределение сил, действующих на всячее крыло поверхности эдукционного вытекания, является неустойчивым, и может вести как к растяжению этого крыла, ведущего к раскрытию окраинных геосинклиналей или иным формам растяжения и раздвига, так и к развитию деформаций сжатия, охватывающих в первую очередь те же раскрывшиеся ранее геосинклинали ввиду малой мощности и консолидированности их коры. Складчатость, таким образом, не обязательно сопутствует эдукционному процессу, но если она развивается, то в всячем крыле эдукционной поверхности; в ее лежащем (океаническом) крыле, в пределах разрастающихся в ходе эдукции окраинного моря или окраины океана, складчатость и другие деформации растяжения не происходят, пока остается действующей прилежащая эдукционная зона. Расположение площадей складчатости относительно действующей сейсмофокальной зоны вновь оказывается обратным расположению, вытекающему из субдукционной схемы, при которой вызывающие складчатость усилия всегда направлены от океана. При установленном положении палеосейсмофокальных зон соответствующая оценка места и времени складкообразования вполне отвечает возможностям геологического картирования.

Третий признак применим в основном для исследований в древних складчатых областях, для которых устанавливается существование сопутствующих раскрытию геосинклинали палеосейсмофокальных зон.

Выявление наличия тектонизированного основания осадочного чехла и удревнения подошвы осадков с удалением от желоба при достаточно детальном проведении работ может быть однозначно; таким образом, геологическое решение вопроса о наличии или отсутствии эдукционного процесса является определяющим.

Дополнительными признаками эдукции могут служить наклоненные в сторону континента тектонические пластины с омоложением слагающих их пород в направлении падения пластин в передовых частях континентальных поднятий и островных дуг; направленные внутрь континента надвиговые дислокации в их тылу, и др.

Глава IV

МЕЗОЗОЙСКАЯ АКТИВНАЯ ОКРАИНА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ



На территории Северо-Востока СССР существуют три наиболее легко выделяемые структурные области. Это область Корякской геосинклинали, характеризующаяся в первую очередь распространением морских осадочных отложений верхней юры и мела; располагающийся северо-западнее Охотско-Чукотский вулканический пояс протяженностью более 3000 км, представляющий собой полосу распространения преимущественно наземных вулканических покровов мезозойского, главным образом мелового возраста; и, наконец, обширная область северо-западнее вулканического пояса, представлявшая в мелу в значительной части сушу, но имевшая сложную и многообразную домеловую историю. Охотско-Чукотский вулканический пояс, как видно из скананого, в мелу был окраиной суши.

Большинство работающих на Северо-Востоке СССР тектонистов в настоящее время считает, что граница между Корякской геосинклинальной областью и вулканическим поясом с его обрамлением в мезозое была представлена древней сейсмофокальной зоной, аналогичной современным сейсмофокальным зонам тихоокеанского окружения. О существовании такой зоны писали Н. А. Шилов, Р. Б. Умитбаев, В. Ф. Белый, В. М. Моралев, Л. М. Парфенов и другие исследователи [48, 50, 75 и др.]. Основанием для выделения палеосейсмофокальной зоны служат аналогии, которые можно провести между условиями размещения вулканических поясов современного тихоокеанского окружения и Охотско-Чукотского пояса в мезозое. При палеогеографических реконструкциях определяется принадлежность активной окраинной области, сопровождающей мезозойскую сейсмофокальную зону, к андийскому типу, в котором позади выхода сейсмофокальной зоны нет окраинных морей [50]. По расположению на границе Охотско-Чукотского пояса эта палеосейсмофокальная зона может быть названа также Охотско-Чукотской.

Под вулканическими покровами Охотско-Чукотского пояса располагается гетерогенный фундамент, о составе которого можно судить по выходам его на границах распространения эффузивов и отдельным выходам внутри площади их основного распространения. В составе этого фундамента могут быть выделены крупные глыбы древней архейско-раннепротерозойской континентальной литосферы, образующие Охотский, Омолонский и Эскимосский массивы, и разделяющие их площади складчатых сооружений ранне-среднепалеозойского, позднепалеозойского и раннемезозойского возраста, характеризующиеся поперечными к протяжению Охотско-Чукотского пояса простираниями. Северо-западная граница Корякской геосинклинальной области, имею-

шей преимущественно северо-восточное общее простирание располагающихся внутри нее складчатых структур, таким образом, резко несогласно пересекает многие крупные структуры фундамента Охотско-Чукотского вулканического пояса и площади, примыкающей к нему с северо-запада.

Выше отмечалось особое значение для характеристики Корякской геосинклинали распространения в ней осадков конца юры и мела; для юго-восточной части геосинклинали к ним следует добавить палеогеновые. Эти отложения образуют в целом непрерывный ряд, отражающий главные стадии развития геосинклинали. К геосинклинали образованиям Корякской области нередко причисляют также средне-верхнепалеозойские и частично триасовые отложения, распространенные главным образом по краям (северо-западному и юго-восточному) геосинклинали площади. Однако эти отложения не составляют непрерывного стратиграфического разреза, подобно верхнеюрско-меловым — палеогеновым, и имеют локальное распространение, слагая отдельные, несущие следы особо сложных перемещений, тектонические структуры. С точки зрения автора, обосновываемой в дальнейшем, эти отложения следует относить не к толщам заполнения собственно Корякской геосинклинали, а к структурам ее обрамления.

История развития территории Северо-Востока СССР в мезозое отражает процесс становления и наращивания континентальной коры северо-восточной окраины Азии. Вместе с тем она в значительной своей части является историей раскрытия одного из крупных окраинных морей тихоокеанского окружения, ныне не существующего и превращенного в складчатую страну Корякского нагорья. Рассмотрение истории развития всей территории целесообразно начать с наиболее древней ее части — окраины мезозойского палео-Азиатского континента, составляющего всяческое крыло ограничивавшей Корякскую геосинклинали сейсмофокальной зоны.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА И ЕГО ПЕРИВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДИ

Всяческое крыло Охотско-Чукотской палеосейсмофокальной зоны имеет сложное и гетерогенное сложение (рис. 37). Строение фундамента мезозойского вулканического пояса и прилегающей к нему площади во многом повторяет тектонические схемы разных масштабов, составлявшиеся для территории Северо-Востока СССР другими авторами (Е. К. Устиевым, Ю. М. Пушаровским, К. Я. Спрингсом, С. М. Тильманом, Б. М. Чиковым, В. Ф. Белым, М. Е. Городинским и др.). Главными из них являются: 1) избражение места выхода поверхности основных перемещений древней сейсмофокальной зоны (последняя отражается не на

всех тектонических схемах, в случае отображения имеет неоднозначное толкование; на вопросах ее выделения мы остановимся ниже); 2) разделение интрузий на две морфологические группы, из которых одна представлена крупными полями неправильных очертаний, вероятно, содержащими в некоторых случаях домезозойские интрузивные образования (относящиеся к фундаменту вулканического пояса), а вторая — изометричными интрузиями и круговыми плутоно-тектоническими постройками, распространенными преимущественно на перивулканической площади за вулканическим поясом; 3) при тектоническом районировании выделяются континентальные склоны различного возраста, развивавшиеся на окраинах массивов древней континентальной литосферы и отделявшие эти массивы от прилежащих геосинклинальных прогибов. Существование континентальных склонов как особой структурно-формационной единицы объясняет закономерности размещения ряда специфических морских осадочных формаций большой мощности, особых форм тектонических деформаций, а также магматических и рудных образований.

Как видно из схемы (см. рис. 37), высшее крыло Охотско-Чукотской палеосейсмофокальной зоны состояло из крупных фрагментов древней континентальной литосферы, характеризующейся выходами глубоко метаморфизованных пород архейского и раннепротерозойского возраста (Охотский, Омолонский и Эскимосский массивы) и разделяющих их геосинклинальных площадей различного возраста. Охотский и Омолонский древние массивы можно считать по многим признакам отторженцами Сибирской платформы; при этом Охотский массив в своей южной части (скрытой под мезозойскими эффузивами Ульинского прогиба), по-видимому, не отделился полностью от Сибирской платформы, на что указывал еще в 30-х годах Ю. А. Билибин. Домезозойскую историю развития всей территории можно рассматривать как раздробление края Сибирской платформы, возникновение в пространстве между ней и отколовшимися ее фрагментами геосинклинальных площадей и превращение последних, частями или полностью, в складчатые сооружения. Процесс носил прерывистый характер. Образовавшиеся вблизи края Сибирской платформы и испытавшие складчатость в среднем палеозое геосинклинальные структуры были разорваны и подверглись новым деформациям в ходе раскрытия позднепалеозойской Верхоянской геосинклинальной системы. Последняя, в свою очередь, была превращена в складчатую страну во второй половине мезозоя.

В западной половине Охотско-Чукотского пояса, где вулканический пояс и его фундамент не граничат на суше с площадью Корякской геосинклинали (по-видимому скрытой здесь в северной части Охотского моря), интересующие нас соотношения геосинклинальных структур Корякской системы и ее северо-западного обрамления не могут быть прослежены. Обстоятельные сведения о развитии этой площади содержатся в работах ряда авторов (Б. М. Чикова, Р. Б. Умитбаева, Ф. Ф. Вельдякова,

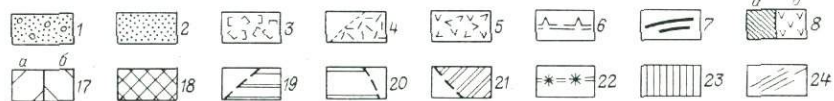
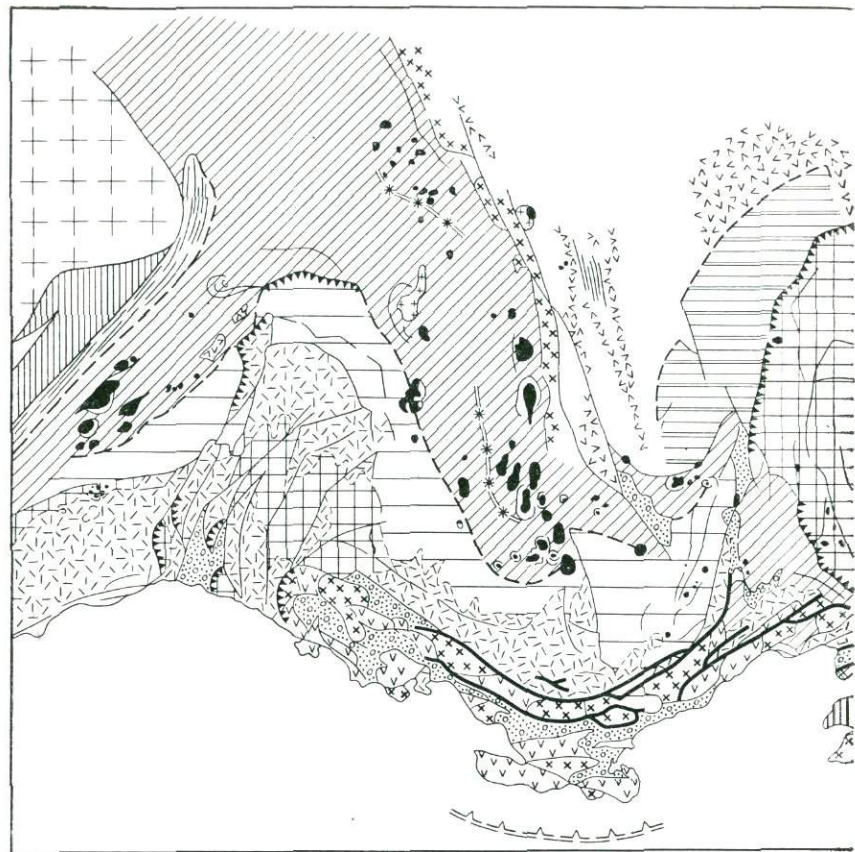
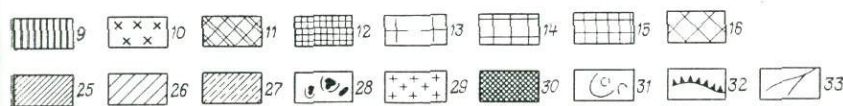
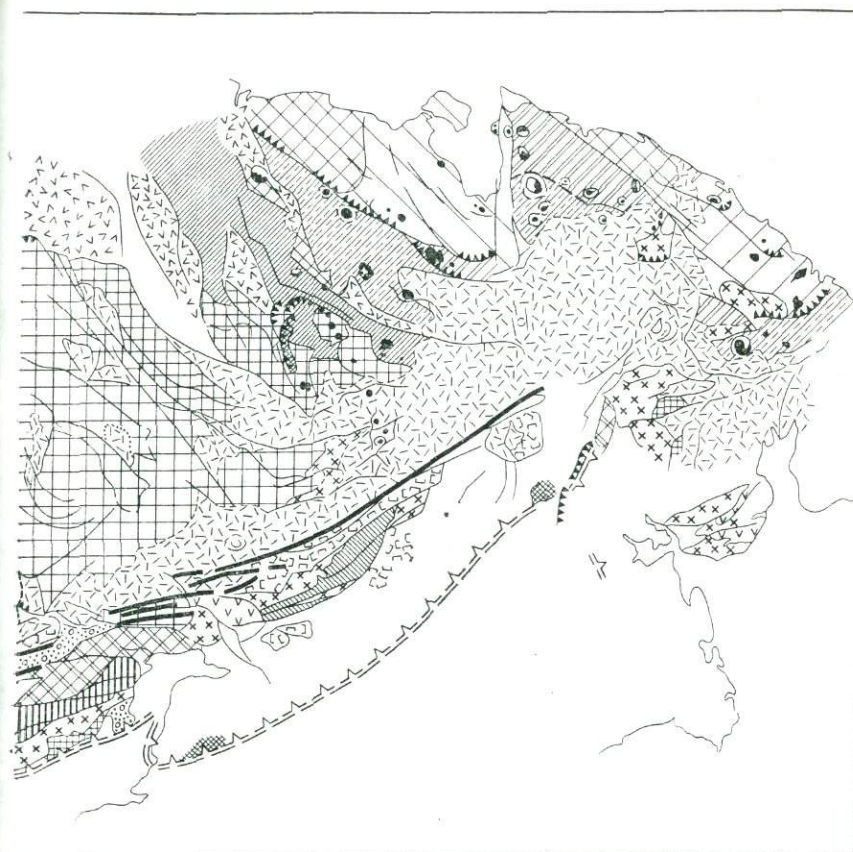


Рис. 37. Схема строения надсейсмофокальной области мезозойской Охотско-Чукотской палеосейсмофокальной зоны

Структуры, наложенные на фундамент юрско-мелового пояса тектоно-магматической активизации и перекрывающие его образования: 1 — тектонические впадины, заполненные неоген-четвертичными отложениями, 2 — грабены на границах разнородных элементов фундамента, заполненные отложениями анта-альба, 3 — грабены, заполненные верхнеэоценовыми — нижнепалеогеновыми базальтами, 4 — вулканические покровы мезозойского (апт-сеноманского, частично неокомового и сенонского) наземного Охотско-Чукотского вулканического пояса и приблизительные границы площади их распространения, 5 — вулканические породы позднелюрско-неокомового возраста, приуроченные главным образом к доюрским поднятиям. Континентальный склон юрско-раннемелового возраста: 6 — место выхода существовавшей в юре и раннем мелу поверхности основных тектонических перемещений глубиной палеосейсмофокальной зоны (основание континентального склона), 7 — группа разломов, отделяющих зону континентального склона от краевого континентального поднятия, несущего наземный вулканический пояс, 8 — отложения в зоне континентального склона [а — терригенные юрско-неокомовые (подзоны морского осадочного чехла континентального склона), б — вулканические верхнелюрско-нижнемеловые (подзоны примыкающих к наземному вулканическому поясу средних и основных вулканитов подводного и наземного происхождения)], 9 — юрские вулканогенно-осадочные отложения Тайгонского геосинклинального разгиба на континентальном склоне, 10 — гранитоидные интрузии батолитового типа, распространенные преимущественно в зонах континентальных склонов (включая континентальные склоны доюрского возраста), 11—12 — выходы в пределах юрско-мелового континентального склона



(11 — архейских и протерозойских, 12 — среднепалеозойских образований). Основные элементы строения фундамента Охотско-Чукотского пояса тектоно-магматической активизации: 13 — восточная часть Сибирской платформы, 14 — массивы древней (архейской и раннепротерозойской) континентальной литосферы, первоначально связанные с Сибирской платформой (Охотский и Омолонский), 15 — часть Омолонского массива, перекрытая мезозойскими или палеозойскими осадками значительной мощности, и оторванные от нее блоки, 16 — древние массивы Гиперборейской группы (Алямаутский и Куульский), 17 — продолжение массивов Гиперборейской группы, перекрытых отложениями значительной мощности (а — палеозойского, б — мезозойского возраста), 18 — отторженцы массивов Гиперборейской группы на площади развития мезозойских геосинклиналей. Прилегающие к геосинклиналям континентальные склоны древних массивов и границы их основания: 19 — ранне-среднепалеозойского возраста, 20 — позднелюрско-раннемезозойского возраста, 21 — ранне-мезозойского (триасового) возраста, 22 — предполагаемое положение погруженного края Колымского массива гетерогенного состава, включающего фрагменты древней континентальной и складчатой палеозойской литосферы (приблизительно совпадает с западным ограничением Иньяля-Дебинского прогиба). Площади подвергшихся складчатости геосинклиналей: 23 — позднелюрско-раннепалеозойского возраста (Юдомо-Майская складчатая система), 24 — ранне-среднепалеозойского возраста (Сетте-Дабанская складчатая система), 25 — средне-позднелюрско-раннемезозойского возраста (Олойско-Аюйская складчатая система), 26 — позднелюрско-раннепалеозойского возраста (Верхоянская складчатая система), 27 — раннемезозойского возраста (Чукотская складчатая система). Плутоно-тектонические очаговые структуры: 28 — интрузии округлого сечения различного, преимущественно гранитоидного состава и сопровождающие

Г. А. Гринберга, А. Д. Чехова и других исследователей). Рассмотрим развитие фундамента вулканического пояса и его перивулканической площади лишь в его восточной половине, непосредственно примыкающей к экспонированной на суше части Корякской геосинклинали.

ОЛОЙСКО-АНЮЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Автор придерживается взгляда о независимости времени геосинклинальной складчатости от времени заложения и длительности развития геосинклинали. Обоснование этого положения приводится в гл. VIII. Предполагается также, что время, в которое геосинклинали подвергается складчатости, в разных местах крупной геосинклинальной области может быть различным, т. е. что закрытие частей первоначально единой геосинклинали может происходить разновременно*.

Охотско-Анюйской мы называем геосинклинальную по происхождению, складчатую в ее современном выражении систему, располагающуюся в пределах Западной Чукотки, в бассейнах Анадыря, Б. и М. Анюя и Олоя, и составляющую здесь фундамент Охотско-Чукотского вулканического пояса и примыкающей к нему с северо-запада (перивулканической зоны пояса). На юго-западе Олойско-Анюйская складчатая система граничит с Омолонским массивом древней континентальной литосферы, на северо-востоке ее ограничением служат Алярмаутское поднятие и прилегающие к нему структуры, относящиеся, вероятно, к окраине скрытого в настоящее время на шельфе Северного Ледовитого океана Гиперборейского платформенного массива. Олойско-Анюйская геосинклинальная система существовала в первой половине мезозоя, позднее палеозое и, вполне вероятно, ранее, хотя последнее утверждение можно обосновать лишь косвенными данными. Ширина Олойско-Анюйской складчатой системы с юго-запада на северо-восток составляет в настоящее время около 350 км.

По мнению Н. А. Шило, В. М. Мерзлякова, М. И. Терехова и С. М. Тильмана [90], Олойско-Анюйская геосинклиналиная

Рис. 37. (Продолжение).

их кольцевые нарушения, 29 — крупные субвулканические интрузии очагового типа и сопровождающие их вулканические излияния, 30 — массивы гипербазитов (крупные); 31 — отдельные вулканотектонические структуры в вулканическом поясе; 32 — надвиги и граница выдвигания массивов древней литосферы и геосинклиналиные области; 33 — тектонические границы различного порядка

* При характеристике возраста геосинклиналиных областей и их основных элементов в настоящей работе отдельно указывается время существования геосинклинали и время проявившейся в ней складчатости; при отсутствии специального пояснения речь идет о времени существования геосинклинали.— *Прим. автора.*

система является восточным продолжением палеозойско-раннемезозойской Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы, выделенной на месте указывавшегося на большинстве тектонических схем ранее Колымского срединного массива. Не разделяя мнения о принадлежности к геосинклинальным образованиям Алазейского поднятия и прилежащей к нему площади Селеннях-Уяндинского междуречья [72, 90], автор полагает, однако, вероятным существование наиболее древнего продолжения Олойско-Ануйской геосинклинальной системы в южной части Колымского массива вдоль северо-западного края Приколымского поднятия. Колымский массив с этой точки зрения представляет собой гетерогенное образование, состоящее как из блоков допозднепротерозойской континентальной литосферы в северной части, так и складчатых сооружений ранне-среднепалеозойского возраста; существование послесреднепалеозойских геосинклинальных образований в этой области представляется маловероятным.

Продолжением Олойско-Ануйской системы на востоке, как можно заключить по сходству отложений и возрасту и простираанию складчатых структур, является Северо-Чукотская (Чаунская, Палываамская) раннемезозойская складчатая область, располагающаяся северо-восточнее, к востоку от Чаунской губы. Она оказывается, однако, смещенной относительно простираания. Олойско-Ануйской системы примерно на 250 км к северу (см. рис. 37 и 41). Отсутствие соответствующих изменений в простираании складчатых структур и резкая граница смещения, совпадающая с группой крупных разломов субмеридионального направления, позволяет допускать, что оно вызвано сдвиговыми перемещениями соответствующей амплитуды. Горизонтальные смещения подобного порядка, в частности по сдвигам, как показывается далее, не являясь, по-видимому, редким исключением в тылу Охотско-Чукотской сейсмофокальной зоны.

Тектоника Олойско-Ануйской геосинклинальной системы освещена в работах С. М. Тильмана, А. Я. Радзивилла, Ю. М. Довгалея, В. В. Гулевича, Б. Ф. Палымского, М. Е. Городинского, К. Б. Сеславинского, А. И. Афицкого, А. Д. Чехова и других исследователей. Высказаны разные мнения об особенностях строения различных ее частей, однако на основании проведенных исследований можно сделать вывод о существовании здесь в первой половине мезозоя нескольких геосинклинальных прогибов северо-западного простираания, представленных ныне складчатыми зонами с тем же преимущественным простираанием складчатых структур.

Геосинклинальные зоны. Среди складчатых геосинклинальных зон с севера на юг выделяются: Северо-Ануйская (Ануйская), Южно-Ануйская и Кричальская (рис. 38).

Северо-Ануйская непосредственно примыкает к Алярмаутскому поднятию, сложенному относительно полого залегающими среднепалеозойскими осадочными породами и крупными массивами гранитоидов. Оно, по-видимому, является окраинной

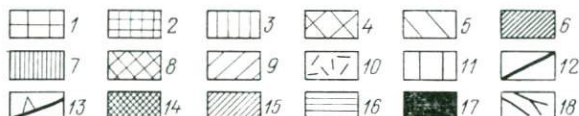
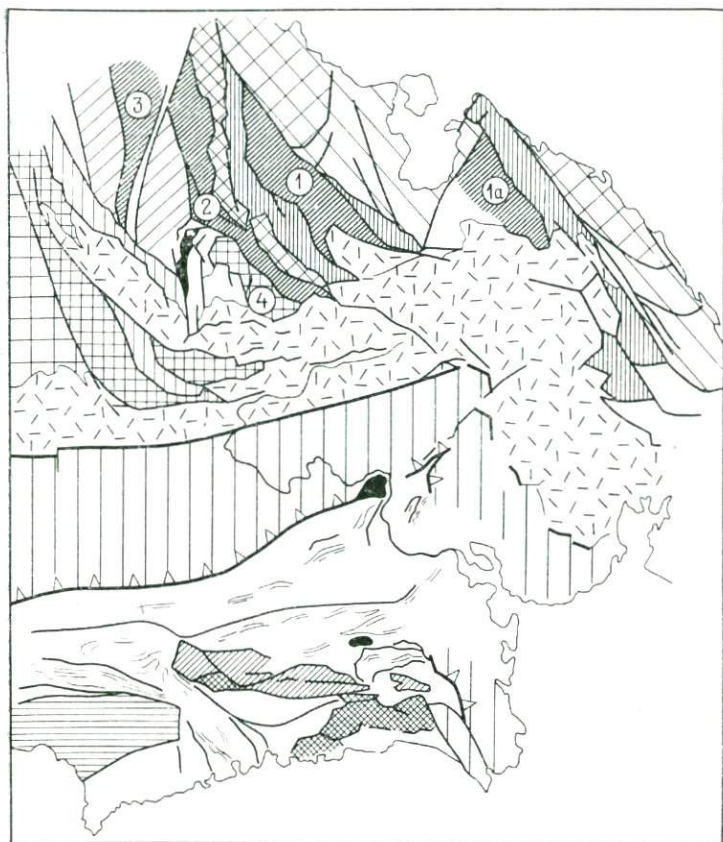


Рис. 38. Олойско-Ани́йская геосинклинальная система и ее соотношение с Корякской геосинклинальнó

Олойско-Ани́йская система. Структуры обрамления: 1 — Омолонский массив, 2 — участки его склона с выходами палеозойских образований, 3 — то же, под чехлом мезозойских отложений, 4 — окраины Гиперборейской платформы (Алярмаутский и Куульский массивы) с выходами палеозойских образований, 5 — то же, под чехлом преимущественно мезозойских отложений. Структуры геосинклинальной системы: 6 — прогибы, 7 — склоны прогибов (на негеосинклинальном основании), 8 — Нутесы́нское (Нутесы́нско-Камешковское) поднятие с выходами палеозойских пород и вулканическими покровами верхней юры и нижнего мела — вероятная островная дуга в триасе, 9 — разделяющие прогибы массивы, скрытые под чехлом мезозойских осадков, с широким развитием верхнеюрских и меловых вулканических покровов. О б р а м л е н и е К о р я к с к о й г е о с и н к л и н а л и: 10 — покровы краевого вулканического пояса, 11 — континентальный склон Корякской геосинклинальной впадины (в юре и неокоме), 12 — верхнее ограничение континентального склона (передовой тектонический уступ окраины палеоконтинента), 13 — линия выхода эдукционной поверхности (ось юрско-неокомового желоба); 14 — линия выхода эдукционной поверхности (ось юрско-неокомового желоба); 15 — линия выхода эдукционной поверхности (ось юрско-неокомового желоба); 16 — погруженные под чехлом кайнозойских отложений, 17 — крупные массивы гипербазитов; 18 — важнейшие разломы. Цифры в кружках — структуры Олойско-Ани́йской системы: 1 — Северо-Ани́йский геосинклинальный прогиб, 1а — вероятное его продолжение на северо-восток (Чаунский район), 2 — Южно-Ани́йский геосинклинальный прогиб, 3 — Кричалский геосинклинальный прогиб, 4 — Ярквизамское поднятие. Волнистые тонкие линии — структуры Корякской геосинклинали

Гиперборейской платформы. Зона шириной с северо-востока на юго-запад до 100 км представлена триасовыми терригенными отложениями всех трех отделов, но преимущественно верхнего, мощностью свыше 6 км, смятыми в складки северо-восточного простирания. Оси складок и простирания слоев в их крыльях не параллельны границе с Алярмаутским поднятием, но срезаются последним под острым углом, что, очевидно, свидетельствует о крупных смещениях, происходивших и по этой границе. Наиболее крутые и сложные складки распространены вдоль северной окраины зоны; здесь обнаружены также сложные надвиговые и шарьяжные структуры, с направлением перемещения как с юга на север, так и с севера на юг. Юго-западная половина зоны, напротив, отличается умеренной складчатостью со сравнительно пологим залеганием слоев на больших площадях. В большей части зоны на поверхность выходят главным образом верхнетриасовые отложения: выходы средне- и нижнетриасовых сосредоточены в северной ее половине.

Южно-Анюйская зона, расположенная к югу от Северо-Анюйской, представляет собой узкую, шириной от 10 до 30 км, полосу северо-западного простирания, в строении которой принимают участие верхнетриасовые, нижне-, средне- и верхнеюрские и неокомовые до готерива включительно отложения. Эти осадки, несомненно значительной мощности, значительно сильнее, чем в Северо-Анюйской зоне дислоцированы — смяты в узкие, часто пережатые, изоклинальные складки преимущественно западно-северо-западного простирания, постоянно сопряженные с многочисленными разрывными нарушениями того же направления; по существу, породы зоны слагают большое число тектонических линз и клиньев, восстановить первоначальные отношения между которыми трудно и местами, по-видимому, невозможно. Благодаря развитию этих сложных линейных структур, повсеместному тектоническому расщеплению, зона отчетливо выделяется среди соседних площадей. Полоса, выделяемая обычно в качестве зоны и представленная в своей северо-западной части преимущественно отложениями триаса, при приближении к долине М. Анюя выклинивается; однако вероятное продолжение зоны на северо-запад составляют выходящие по обе стороны М. Анюя верхнеюрские морские отложения, сопровождаемые в бассейне р. Яркан серией мелких гипербазитовых выходов.

Кричальская зона располагается к западу и юго-западу от Южно-Анюйской, в значительной части за пределами схемы, представленной на рис. 38; в пределах схемы можно видеть лишь юго-восточную, отогнутую к югу ее часть. Простирание зоны в основной ее части выдержанное северо-западное. Она сложена смятыми в крутые складки северо-западного простирания верхнетриасовыми и юрскими всех трех отделов (но больше всего верхнего) отложениями.

На юго-восточном окончании зоны, помимо осадочных отложений, выходят метаморфизованные базитовые породы основания

геосинклинали (бассейн р. Банной), обычно принимаемые за слабоизмененные эффузивы.

Из других участков явно геосинклинального происхождения на рассматриваемой площади следует указать долину р. Б. Анюй в районе устья р. Алучин к югу от Южно-Анюйской геосинклинальной зоны. Против устья р. Алучин на правом берегу Б. Анюя находится крупное береговое обнажение с выходами фаунистически охарактеризованных нижнепермских отложений. Они залегают в виде пологой моноклинали, наклоненной на северо-восток под углом 15—20°, и представлены слоистыми алевrolитами и аргиллитами, песчаниками, туфогенными песчаниками различной зернистости, иногда мелкогалечными конгломератами и голубоватыми полосчатыми яшмоидными сланцами. Это наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения в пределах Олойско-Анюйской геосинклинальной площади, которые можно предположительно отнести к геосинклинальным. Поводом для последнего заключения служит непосредственное налегание их на вулканические потоки спилитового и кератофирового состава в основании берегового обнажения и расположение среди поля намного сильнее дислоцированных и измененных терригенных отложений, чередующихся с выходами метаморфизованных базитовых пород. По обоим берегам Б. Анюя в условиях весьма плохой обнаженности наблюдаются высыпки сильно измененных, главным образом динамически, катаклазированных и перемятых пород, в которых иногда наблюдаются плохо сохранившиеся псаммитовые структуры полимиктовых песчаников, а также структуры измененных порфиритов основного или среднего состава, возможно, их туфогенных разностей. Образование такого рода, очевидно, имеют допермской возраст и скорее всего геосинклинальное происхождение; на западе и юго-востоке они примыкают к выходам интенсивно динамо-метаморфизованных базитовых и ультрабазитовых пород. По-видимому, слабоизмененные раннепермские породы слагают грабен, возможно, остаточного характера, среди более древних пород геосинклинального происхождения. Охарактеризовать, однако, точнее их возраст ввиду отсутствия фаунистических находок нельзя.

Сходные с вышеописанными и, возможно, аналогичные им по возрасту и происхождению терригенные и базитовые образования развиты на правобережье Б. Анюя, в 120 км восточнее, в бассейнах его правых притоков — рек Быстрянка и Нижний Мегеренвей.

Южная окраина Олойско-Анюйской геосинклинальной системы и Яракваамское поднятие. Как видно из сказанного, собственно геосинклинальные зоны составляют лишь часть площади, занимаемой Олойско-Анюйской геосинклинальной системой. В отношении структур, составляющих их обрамление, мнения авторов расходятся в значительно большей степени. Высказано два взгляда на природу области, заключенной между Южно-Анюйской зоной и собственно Омолонским массивом (если принимать за его границу проходящую по левобережью р. Олой Березовскую зону

разломов). По мнению А. Я. Радзивилла, Ю. М. Довгая, Б. М. Палымского, М. Е. Городинского, К. Б. Сеславинского и др., вся эта область представляет собой опущенный край Омолонского массива, испытавший тектонические деформации в мезозое. Согласно другой точке зрения, предлагаемой С. М. Тильманом, значительная часть этой площади также составляет погруженный жесткий массив с относительно древней, как предполагается, палеозойской, консолидацией, названный Яблонским [72 и др.]. Этот массив отделен от Омолонского зоной Еропольского поднятия, соответствующего, по С. М. Тильману, палеозойской эвгеосинклинали.

С точки зрения автора, Еропольское поднятие отвечает континентальному склону Омолонского массива, располагавшемуся на границе его с прилегающей геосинклиналью. В пределах поднятия нет образований, которые указывали бы на принадлежность соответствующей площади к эвгеосинклинали, в частности, гипербазитов или спилитов и подобных им пород, но широко развиты терригенные девонские и каменноугольные отложения значительной мощности, включающие песчаники с градационной слоистостью, гравелиты, кремнистые сланцы, иногда органогенные известняки, т. е. комплекс пород, характерных для континентальных склонов. Отдельные участки с признаками наличия жесткого основания, располагающиеся к северу от Еропольского поднятия, следует в этом случае относить к нижней части того же континентального склона, скрытой в настоящее время под юрскими и более молодыми осадками; таким образом мы приходим к пониманию структуры, близкому точке зрения М. Е. Городинского и других указанных выше авторов. При этом само существование континентального склона между неоднократно экспонировавшейся над уровнем моря в девоне и карбоне основной частью Омолонского массива к юго-западу от Березовского разлома и геосинклинальной областью представляется несомненным. Если северо-восточная граница Омолонского массива вместе с сопровождающим ее континентальным склоном при приближении к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу плавно изгибается к северо-востоку, как можно судить по тектоническим ограничениям Еропольского поднятия, его ширина составляет 120—150 км, т. е. отвечает стандартной ширине континентальных склонов (см. рис. 38). Однако и при этом предположении, приближающем континентальный склон Омолонского массива к наиболее южной из очевидных геосинклинальных структур Южно-Анюйской геосинклинальной зоне, требуется еще объяснить далекое продвижение к северу северного края подножья Колымского массива, по М. Е. Городинскому и др., или Яблонского массива, по С. М. Тильману. Северным ограничением названных структур те и другие авторы считают Яракваамское поднятие [72 и др.].

Яракваамское поднятие представляет собой располагающуюся у южной границы юго-восточной части Южно-Анюйской геосинклинальной зоны удлинненную в северо-западном на-

правлении структуру шириной до 30 км и протяженностью свыше 150 км, в восточной и западной половине которой выходят на поверхность кислые и средние лавы, туфы и туфобрекчии, охарактеризованные лишь плохо сохранившейся фауной (продуктиды и др.), и отнесенные Ю. М. Довгалем, А. Я. Радзивиллом и другими исследователями на основании положения в разрезе и литологических аналогий к кедонской серии среднего — верхнего девона. Девонские эффузивы обладают признаками кислой порфировой формации, для которой вероятно частично наземное происхождение. Приводимые С. М. Тильманом сведения о распространении в поднятии глубоководных спилитов скорее всего относятся к примыкающему к нему с запада Усть-Орловкинскому участку, рассматривавшемуся выше при описании геосинклинальных площадей. В южной части восточной половины поднятия (левобережье верховьев Б. Анюя) вблизи средне-верхнедевонских вулканических пород выходят на поверхность нижнекаменноугольные вулканогенные отложения с остатками мелководной фауны и наземной флоры. Напротив, в западной части поднятия (Орловкинское поднятие) вблизи Усть-Орловкинского участка развития древних геосинклинальных образований, наряду с вулканическими породами известны цветные кремнистые (яшмоидные) сланцы, глинистые сланцы, песчаники и, редко, известняки. Там же (в верховьях руч. Белого) Ю. М. Довгалем обнаружены выходы слюдисто-кварцевых, гранат-биотит-кварцевых и эпидот-актинолитовых метаморфических сланцев. Автору представляется наиболее вероятной их принадлежность к метаморфическому основанию поднятия.

Восточная половина поднятия представляет собой фрагмент пологого купола с обращенным на запад и юго-запад склоном. Покрывая этот склон, на условно девонских и каменноугольных вулканических образованиях залегают мелководные нижнепермские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения и на них, после перерыва, также мелководные отложения триаса. Те и другие образуют маломощные толщи по несколько сотен метров и имеют моноклинальное (периклинальное) пологое залегание. За верхним триасом, повторяя структуру купола, следуют отложения также умеренных мощностей, трех отделов юры и берриаса — готерива.

Структура западной половины поднятия, в отличие от восточной, имеет характер пологой брахисинклинали. На условно девонские вулканы здесь налегают верхнетриасовые отложения с остатками мелководной фауны и флоры, выше которых следуют занимающие основную часть площади полого залегающие юрские (преимущественно среднего и верхнего отделов и частично нижнего) мелководные отложения, мощностью до 1,5 км. На отдельных участках юрские отложения перекрываются наземными меловыми эффузивами кислого и среднего состава. Как и верхнепалеозойско-мезозойские отложения восточной половины поднятия, мезозойские отложения западной части обладают признаками накопления на достаточно жестком основании, которое

испытывало тенденцию к относительно поднятию, выразившемуся в стратиграфических перерывах и содержании наряду с морской фауной ископаемой флоры.

Обстоятельством, требующим объяснения, если согласиться с отнесением девонских эффузивов к кедонской серии, является пространственное положение поднятия. Кедонская серия характерна для внутренней части Омолонского массива и не распространяется на его континентальные склоны. Хотя на юго-восточной окраине массива граница этой внутренней части вместе с континентальным склоном, как было отмечено, вероятно отклоняется на северо-восток, между площадью распространения кедонской серии и прилежащей геосинклиналью должна сохраняться разделяющая их полоса континентального склона. В рассматриваемом поднятии такой полосы практически нет. Можно высказать два предположения: или поднятие, являясь ранее частью Омолонского массива, испытало сложные перемещения и было тектонически внедрено в геосинклинальную область (с возможной амплитудой горизонтального смещения до 150 км), или вулканическая серия, подобная кедонской, возникла на поднятии самостоятельно, вне связи с Омолонским массивом. Во втором случае в значительной мере теряет смысл сопоставление эффузивов поднятия с эффузивами кедонской серии, так как тектонические условия формирования тех и других оказываются слишком различными. Однако, как показано ниже, крупные горизонтальные перемещения блоков в процессе складчатого преобразования Олойско-Аньюйской системы являются вполне возможными.

Структуры, разделяющие геосинклинальные зоны. Существенное отличие принимаемой автором трактовки тектонического строения Олойско-Аньюйской области от обычно используемой состоит в понимании природы структур, разделяющих охарактеризованные выше геосинклинальные зоны. Эти разделяющие и ограничивающие геосинклинальные зоны структуры в значительной части представлены в современном эрозионном срезе верхнеюрскими, неокомовыми и апт-альбскими вулканическими и сопровождающими их осадочными отложениями, в то время как в соседних геосинклинальных складчатых зонах преобладают выходы триасовых и юрских осадков. Наличие выходов молодых отложений среди более древних в ряде случаев принимается за признак отрицательной тектонической структуры. Так, между Северо-Аньюйской и Южно-Аньюйской зонами выделяется Яркан-Нутесынская (или Нутесынская) впадина, продолжением которой на северо-западе (правобережье М. Анюя) является Камешковская впадина; между северо-западной частью Южно-Аньюйской и Кричальской зонами — Орловская впадина (которую нужно отличать от упоминавшихся выше Орловкинского поднятия и Усть-Орловкинского геосинклинального участка), а южнее Кричальской зоны — Хетачанская (Хетачан-Курынская) впадина [20 и др.]. Очевидно эти впадины возникли на геосинкли-

нальном складчатом основании, аналогичном соседним геосинклинальным зонам. Однако на южном фланге Хетачан-Тополевской и в Яркан-Нутесынской структурах известны выходы палеозойских отложений, включающих органогенные известняки (условно датированных в первом случае средним — поздним девоном и во втором — ранним карбоном). В пределах геосинклинальных зон такие выходы неизвестны, но они присутствуют в Яракваамском поднятии.

Остановимся подробнее на строении Яркан-Нутесынской структуры. Она представляет собой располагающуюся между Северо-Анюйской и Южно-Анюйской геосинклинальными зонами полосу шириной 10—15 км и протяженностью свыше 150 км выходов полого залегающих верхнеюрских, неокомовых и апт-альбских (нутесынская свита) преимущественно наземных эффузивов среднего и основного состава, сопровождающихся мелководными и наземными осадками с остатками флоры и фауны. Основание этих отложений вскрывается лишь в верховьях р. Тополевки Второй, где наблюдаются упоминавшиеся выше условно каменноугольные отложения и несогласно перекрывающие их осадки верхнего триаса. Последние имеют незначительную мощность, много меньшую, чем в соседних геосинклинальных зонах, что и сделало возможным появление на современной поверхности выходов палеозойских пород. Меньшие мощности, стратиграфические перерывы, наземные условия накопления в верхнеюрско-неокомовых отложениях описываемой структуры ясно указывают, что в поздней юре и неокоме по отношению к расположенной южнее Южно-Анюйской зоне, где разновозрастные отложения наблюдаются в морских терригенных фациях, Яркан-Нутесынская структура являлась поднятием. То же можно сказать об ее положении как относительно Южно-Анюйской, так и Северо-Анюйской зон в позднетриасовое и более раннее время, так как мощность верхнетриасовых осадков в Яркан-Нутесынской полосе оказывается значительно меньшей, а средне- и нижнетриасовые осадки, широко представленные в Северо-Анюйской зоне, здесь вообще не отлагались или были размывы до позднего триаса. Следовательно, в течение всего триаса, когда шло заполнение осадками обеих геосинклинальных зон (Южно-Анюйской, по-видимому, так же, как Северо-Анюйской, хотя в ее пределах пока не установлено ниже-среднетриасовых отложений), Яркан-Нутесынская зона представляла собой поднятие, временами возвышавшееся над уровнем моря. В юре и неокоме она сохранила свое положение по отношению к Южно-Анюйскому прогибу, хотя отсутствие соответствующих отложений в Северо-Анюйской зоне очевидно свидетельствует, что к этому времени она уже испытала складчатость и представляла скорее всего горное сооружение. Описываемая зона занимала в таком случае положение ступени в подножии горной страны, возвышаясь, однако, над прогибом Южно-Анюйской зоны. Лишь после складчатости, захватившей Южно-Анюйский прогиб полностью в конце неокома, Яркан-

Нутесынская структура могла представлять собой какое-то время (вероятно, до конца альба) межгорную впадину: в дальнейшем она вошла в состав общего горного сооружения.

Таким образом, Яркан-Нутесынская структура на протяжении геосинклинальной стадии развития представляла собой устойчивое поднятие между Северо-Аньюйским и Южно-Аньюйским прогибами; сохранение в ее пределах относительно молодых по сравнению с окружающими площадями покровов является следствием стабильности ее уровня, проявившейся и на стадии складчатости: когда соседние прогибы испытали в результате складчатости инверсию рельефа и превратились в горную область, она отставала в своем поднятии и в меньшей степени подвергалась размыву. В настоящее время Яркан-Нутесынская структура вновь занимает относительно высокое положение, составляя главный водораздел между бассейнами Б. и М. Анюя.

Изложенный вывод согласуется с логической необходимостью длительного существования положительной структуры, разделявшей различные по истории развития и структурным особенностям Северо-Аньюйский и Южно-Аньюйский прогибы; помимо того, он объясняет очевидный факт значительно более слабых деформаций верхнеюрских и неокомовых отложений в пределах Яркан-Нутесынской структуры и Южно-Аньюйского прогиба: очевидно, первая обладает более жестким фундаментом по сравнению с геосинклинальными зонами. В соответствии со сказанным представляется правильным считать, что Яркан-Нутесынская структура по крайней мере в течение триаса являлась устойчивым поднятием типа островной дуги между Северо-Аньюйским и Южно-Аньюйским геосинклинальными прогибами. Возможный нижний возрастной предел ее возникновения определяется выходами условно нижнекаменноугольных отложений по р. Тополевке Второй и, следовательно, является позднепалеозойским. Собственно Яркан-Нутесынская зона была, видимо, гребнем островной дуги; к ее склону, вероятно, нужно отнести южную часть Северо-Аньюйской зоны, отличающуюся, как было отмечено, относительно слабыми дислокациями верхнетриасовых отложений. Общая ширина основания островной дуги составляла в таком случае 50—60 км. Исходя из сопоставлений, принимаемых для палеозойских выходов в Яркан-Нутесынском поднятии, а также его расположения, можно полагать, что основание островной дуги было отторгнуто в ходе развития Олойско-Аньюйской геосинклинали от ее северного обрамления (Алярмаутское поднятие и прилегающие структуры).

Представляется вероятной принадлежность к поднятиям, имеющим под собой негеосинклинальное жесткое основание, также других упоминавшихся выше структур, трактуемых обычно как прогибы. Помимо сходства их выражения в современном геологической структуре с Яркан-Нутесынским поднятием, к подобному выводу приводит их расположение между отдельными геосинклинальными прогибами. О наличии палеозойских выходов на окра-

ине Хетачанской структуры уже упоминалось выше. По-видимому, существует еще одно обстоятельство, способствующее «впадино-подобному» отражению этих структур на геологических картах: в их пределах, включая Яркан-Нутесынскую структуру, распространены поля вулканических пород позднеюрского — неокомового — апт-альбского возраста, в то время как в складчатых зонах, отвечающих несомненным геосинклинальным прогибам, таких полей нет или почти нет. Нельзя сказать с полной уверенностью, были ли они ранее там и полностью уничтожены эрозией, или их не было совсем. Однако четкие тектонические ограничения большинства участков с развитием эффузивных покровов, в ряде случаев согласующиеся с прилегающими складчатыми сооружениями, указывают, что мы имеем дело со структурами блокового типа, приуроченность к которым эффузивов имеет, по-видимому, закономерный характер. Как видно из сказанного о Яркан-Нутесынской структуре, основой этих блоков, вероятно, служат отторженцы древней консолидированной литосферы из обрамления геосинклинальной системы. Приуроченность к таким отторженцам преобладающих вулканических излияний кажется вероятной ввиду того, что пространственная связь наиболее широких проявлений вулканизма различного возраста (девонского и мелового) с крупными блоками древней континентальной литосферы — Охотским и Омолонским массивами — является несомненным фактом. Мы не будем останавливаться здесь на причине этого явления; отметим лишь, что высказанное предположение объясняет кажущееся на первый взгляд незакономерным пальцеобразное и мозаичное расположение вулканических блоков в поле Олойско-Ануйской складчатой системы, а существование соответствующих вулканических участков блоков — фрагментов жесткой литосферы — разобщенность выделяющихся по ряду очевидных структурных признаков геосинклинальных прогибов.

Реконструкция строения геосинклинальной системы и возраст складчатости. Какое бы ни принимать толкование соотношений структур в Олойско-Ануйской системе, несомненными являются испытанные ими крупные перемещения и деформации. С высказанной выше точки зрения реконструкция первичного строения геосинклинальной области может быть представлена следующим образом. Ось основного геосинклинального прогиба скорее всего соответствовала Южно-Ануйской складчатой зоне. По-видимому, эта зона наиболее интенсивного растяжения в прошлом, явилась наименее устойчивой при складчатых деформациях и была превращена в узкую шовную, наиболее дислоцированную во всем районе структуру, местами приближающуюся по своему характеру к сутурной линии. Несмотря на эту особенность ее современного выражения, остаточные геосинклинальные прогибы в ее пределах сохранялись наиболее долго (до гоетерива включительно). Для суждения о времени заложения и раннего существования этой зоны могут быть использованы данные о геосинклинальных образованиях располагающейся в непосредственной близости от

нее Усть-Орловкинской геосинклинальной площади; в соответствии с ними время заложения центрального прогиба Олойско-Анюйской геосинклинали должно считаться допермским.

Отсутствие в Олойско-Анюйской системе допермской фауны не отвергает этого вывода. Следует иметь в виду, что ранние осадки раскрывающейся геосинклинали имеют меньшие объемы, чем более поздние, кроме того, они являются в значительной части глубоководными и поэтому редко содержат фаунистические остатки. Интенсивные дислокации, которым подвергалась геосинклинали, еще более уменьшают возможность их нахождения. Однако с выводом о древнем возрасте основного геосинклинального прогиба согласуется распространение девонских всех трех отделов и нижнекаменноугольных терригенных отложений на склонах Омолонского массива (а на наиболее удаленном, западном его склоне — и более древних), а также преимущественно кислых наземных вулканитов на самом Омолонском массиве, свидетельствующих (как можно судить по аналогии с мезозойским Охотско-Чукотским вулканическим поясом) о существовании рядом раскрывающейся геосинклинали. Последнее мнение, как и представление о существовании палеозойской геосинклинали на Олойской площади, давно высказаны С. М. Тильманом.

Строение северной части Олойско-Анюйской геосинклинальной области уже рассматривалось выше. На какой-то из стадий после раннего карбона, вероятнее всего в конце палеозоя, от северного обрамления геосинклинали отделилась Яркэн-Нутесынская островная дуга, в тылу которой образовалось окраинное море, соответствующее современной Северо-Анюйской зоне. Существовали ли где-либо подобные структуры на южной окраине основного геосинклинального прогиба, примыкающей к Омолонскому массиву, сказать трудно. Ответ зависит от понимания складчатых и послескладчатых горизонтальных смещений, проявившихся на территории Олойско-Анюйской системы.

Изложенное мнение автора о соответствии центрального прогиба геосинклинальной системы Южно-Анюйской зоне расходится со взглядами, высказанными по этому поводу как С. М. Тильманом, так и другими исследователями. По С. М. Тильману, такой прогиб располагался на месте сложенного в основном девонскими отложениями Еропольского поднятия. Выше пояснялись причины, по которым мы относим это поднятие к склону Омолонского массива. По Ю. М. Довгалю, А. Я. Радзивиллу, М. Е. Городинскому, К. Б. Сеславинскому и ряду других исследователей [59 и др.], главным геосинклинальным прогибом являлся Северо-Анюйский (называемый просто Анюйским). В этом случае принимаются во внимание большая ширина Северо-Анюйской зоны по сравнению с Южно-Анюйской и прослеживаемый в ней непрерывный разрез всех отделов триаса. Однако выше было показано, что время заложения Южно-Анюйского прогиба следует считать древнее триасового; что же касается наблюдаемых в Южно-Анюйской зоне сложных соотношений, прослеживаемых в разных тек-

тонических блоках фрагментов стратиграфического разреза, то они являются следствием прошедших здесь значительно более интенсивных, чем в Северо-Анюйской зоне, тектонических деформаций. Последнее обстоятельство свидетельствует о большей, чем в Северо-Анюйской зоне, пластичности геосинклинального фундамента.

К. Б. Сеславинский [59] отстаивал мнение о возникновении Южно-Анюйского прогиба только в юре. Этот взгляд опровергается обнаруженными в Южно-Анюйской зоне остатками позднетриасовой фауны. Однако приводимые К. Б. Сеславинским данные о налегании у северной окраины прогиба в северо-восточной его части (бассейны рек Глубокой и Яркана) верхнеюрских отложений на спилитоподобные породы и протрузии гипербазитов показывают, что эта часть прогиба образовалась в поздней юре. Подобный возраст фундамента геосинклинали перед островной дугой (Яркан-Нутесынским поднятием) представляется вполне вероятным. Наличие островной дуги свидетельствует о существовании перед ее фронтом желоба и, при эдукционном понимании процесса, выдвигании геосинклинального дна со стороны последнего. Соответственно геосинклинальный фундамент наиболее молодого возраста должен примыкать к желобу и подножию островной дуги (см. гл. III)*.

Принимая Южно-Анюйскую зону за центральный геосинклинальный прогиб, трудно допустить отсутствие ее продолжения на запад. По всей видимости, такое продолжение должно огибать Омолонский массив, во всяком случае, протягиваться вдоль всей его северо-восточной окраины (на расстоянии, соответствующем ширине континентального склона). По составу осадков и характеру их деформаций продолжением Южно-Анюйской зоны на западе может являться Кричальская геосинклинальная зона. Такое допущение, однако, требует признания крупномасштабного левостороннего сдвигового смещения (до 200 км) всей геосинклинальной зоны по Ненкан-Большеанюйской группе разломов (крупные, прямолинейные сближенные разломы северо-западного простирания, протягивающиеся от нижнего течения р. Нейкан к устью р. Банной и долине Б. Анюя).

Предположение о таком сдвиге пока является гипотетическим, однако к подобным допущениям при анализе строения Олойско-Анюйской геосинклинальной области приходится обращаться неоднократно.

До конца позднего триаса, во всяком случае в карнии, во всех геосинклинальных прогибах — Северо-Анюйском, Южно-Анюйском и Кричальском — еще продолжалось осадконакопление. Наиболее ранние складчатые дислокации, относящиеся к концу триаса — началу юры, охватили весь Северо-Анюйский прогиб, в котором

* Со значительно большей подробностью эдукционное раскрытие геосинклинали может быть прослежено в Корякской области.

с конца триаса морские осадки уже не накапливались*. Того же возраста дислокации развились и в упоминавшемся выше, вероятно, смещенном продолжении Северо-Аньюйского прогиба — Северо-Чукотской (Чаунской) складчатой зоне. Положение Северо-Аньюйского геосинклинального прогиба между Яран-Нутесынской островной дугой и северным обрамлением геосинклинальной области, т. е. положение окраинного моря, допускает возможность его складчатого преобразования при продолжающемся раскрытии центрального Южно-Аньюйского прогиба — вследствие сжатия, которое могло развиться в висячем крыле разделяющей их (по всей видимости) палеосейсмофокальной зоны. Соответствующая ей эдукционная поверхность должна была выходить на поверхность морского дна перед фронтом Нутесынской островной дуги и составлять границу последней с Южно-Аньюйским прогибом. Подтверждение ее существования можно видеть в приведенных выше свидетельствах продолжавшегося, несмотря на складкообразование в Северо-Аньюйской зоне, раскрытия Южно-Аньюйского прогиба.

Позднетриасовая или раннеюрская складчатость в Северо-Аньюйской зоне, в соответствии со сказанным, не свидетельствует о распространении складчатости во всей Олойско-Аньюйской геосинклинальной системе, но отмечает начало ее тектонической перестройки. Дальнейший ход геологической истории состоит в последовательном вовлечении геосинклинальных прогибов и их частей в складчатые деформации с превращением их в горные сооружения. В конце юры подверглась складчатости Кричальская геосинклинальная зона. В неокоме осадки в ее пределах, очевидно, уже не накапливались (правда, северная часть зоны скрыта под четвертичными отложениями), но по ее сторонам, в примыкающих к ней с юга Харчанской структуре и с севера Орловской, а также южнее, на склоне Омолонского массива в бассейнах рек Пеженки, Олойчика, Олоя и других мелководные морские неокотовые отложения достаточно широко распространены. Эти обрамляющие геосинклинальные зоны структуры после складчатого преобразования последних превращались относительно них во впадины, не испытывавшие, однако, в большинстве случаев самостоятельного прогибания. Смятие Кричальской геосинклинальной зоны могло быть связано с перемещениями Омолонского массива, против северо-восточного края которого она находится.

В Южно-Аньюйском геосинклинальном прогибе, как свидетельствуют фаунистические находки, осадконакопление продолжалось в берриасе, валанжинине и готериве. Различия во времени закрытия Кричальской и Южно-Аньюйской зон, возможно, указывают, что

* Некоторые авторы считают свидетельством продолжавшегося после триаса на севере Северо-Аньюйской зоны осадконакопления юрские и неокотовые отложения в бассейне рек Раучуа и Погынден к востоку от Алярмаутского поднятия (Раучуанский прогиб) [20]. Однако валанжинские и верхнеюрские, так же как и подстилающие их верхнетриасовые отложения, залегают на большей части этой площади очень полого, почему последнюю мы относим к погруженному продолжению Алярмаутского поднятия (см. рис. 37).

разделение их, если они представляли собой первоначально единую зону, произошло до неокома. По данным К. Б. Сеславинского, к северной части Южно-Анюйского прогиба неокомовые отложения залегают на верхнеюрских с незначительным несогласием или постепенным переходом [59]. Не исключено, что осадки неокома, тяготеющие к северному ограничению Южно-Анюйского прогиба, более грубые и мелководные по сравнению с верхнеюрскими, заполняли желоб, существовавший перед Яркан-Нутесынской островной дугой. Как видно из сказанного, возраст складчатости в Южно-Анюйской зоне является послеготервским. В то же время ряд заключенных в ней интрузий, внедрившихся в уже сформировавшуюся складчатую структуру (интрузии гор Вулканной, Блохина и др.), согласно определениям абсолютного возраста, относятся к концу раннего — началу позднего мела (около 100 млн. лет). Очевидно, складкообразование в Южно-Анюйском прогибе произошло преимущественно в барреме—апте.

Выше отмечена сложность наблюдающихся в Олойско-Анюйской геосинклинальной области складчатых и блоковых структур и возможность различного их истолкования. Однако при всех реконструкциях, вне зависимости от понимания природы отдельных структур, остается несомненным выводом об отчетливом северо-западном преимущественном их простирании и господствовавших до конца триаса геосинклинальных условиях.

МАССИВЫ ВДВИГАНИЯ

Мы остановились на развитии Олойско-Анюйской области в связи с необходимостью проведения четких разграничений между структурами Олойско-Анюйской и Корякской геосинклинальных систем. Хотя в Олойско-Анюйской системе достаточно отчетливо выявляются признаки эдукционного геосинклинального развития, основные свидетельства в пользу эдукционного происхождения окраинных геосинклиналей Северо-Востока СССР могут быть получены в более молодой по возрасту и, несмотря на сложность внутреннего строения, легче поддающейся историческому анализу Корякской геосинклинальной области. Однако до описания последней рассмотрим своеобразные формы тектонических дислокаций, по-видимому, свойственные всяким крыльям многих сейсмофокальных зон, в том числе северо-западному крылу Охотско-Чукотской палеосейсмофокальной зоны (включающему также Олойско-Анюйскую область).

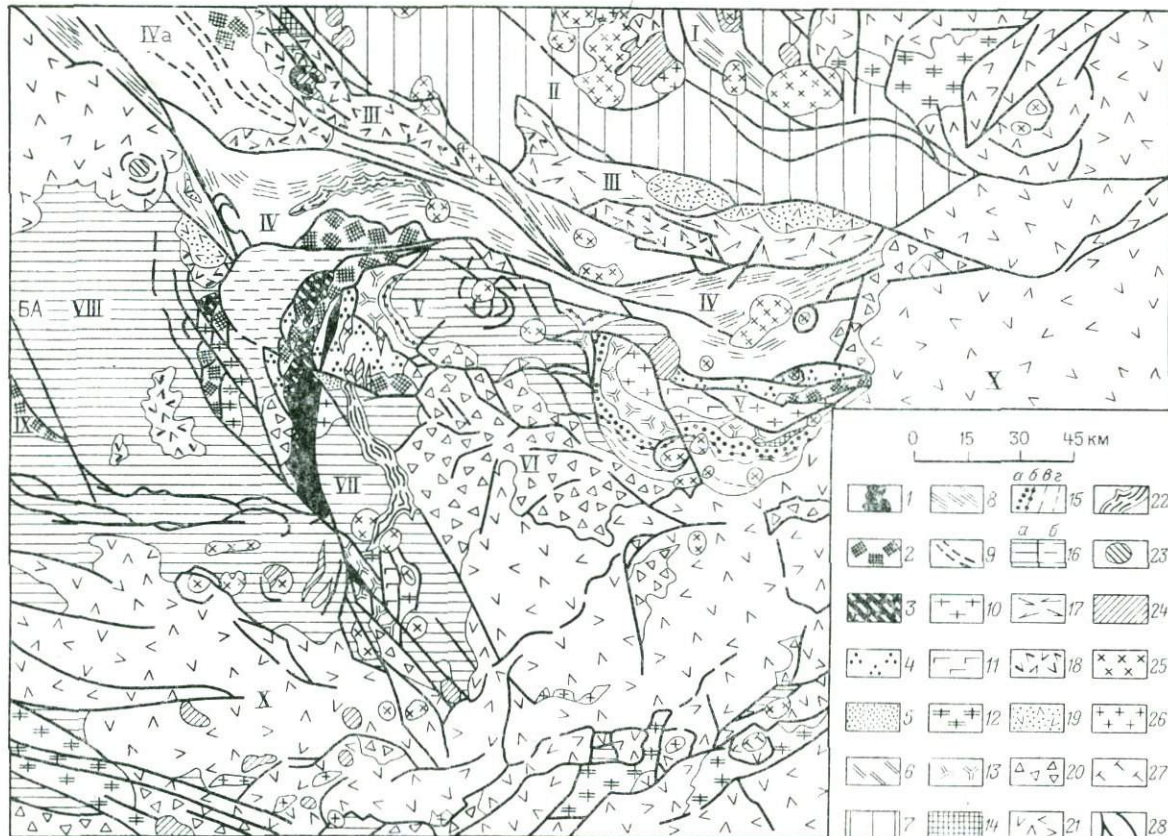
Подковообразные структуры вулканической — перивулканической зон Охотско-Чукотского пояса. В очертаниях Охотского и Омолонского массивов (древней континентальной литосферы) можно заметить много общего: они имеют широкое в плане основании, обращенное к линии выхода сейсмофокальной зоны, и подковообразное (параболическое или подобной ей формы) противоположное ограничение, обращенное внутрь континента (см. рис. 37). Подковообразная граница массивов отчетливо огибается

складчатыми структурами прилежащих геосинклинальных площадей. Особенно четко проявлено облекание обращенных на север границ Охотского массива складчатыми структурами Верхоянского геосинклинального осадочного позднепалеозойского комплекса. Примыкающие к Охотскому массиву с северо-запада складчатые структуры северо-восточного простирания плавно изгибаются у северной границы массива в бассейне Индигирки, приобретая широтное, а еще далее на восток, против северо-восточной границы массива, — юго-западное простирание. Возраст складчатости в Верхоянском геосинклинальном комплексе, как установлено многочисленными исследованиями, является позднеюрским — раннемеловым; это было время активной деятельности Охотско-Чукотской палеосейсмофокальной зоны. Вероятно, в тылу последней под влиянием создавших ее тектонических процессов происходило вдавливание, вдвигание жесткого Охотского массива, имеющего древнее архейское основание, в раскрывавшуюся с позднего палеозоя до конца юры [20] Верхоянскую геосинклинальную область. Аналогичный вывод может быть сделан для такого же древнего Омолонского массива, с той разницей, что его складчатое окружение, более разнородное по возрасту и в значительной части скрытое под отложениями приколымских низменностей, может быть прослежено лишь на разобщенных участках.

Охотский и Омолонский массивы являются как бы жесткими штампами, выдвинутыми в более пластичные геосинклинальные области. Существование подобных структур — массивов — вдавливания —, по-видимому, типично для тыловых частей глубинных сейсмофокальных зон, причем характерной и часто повторяющейся является, очевидно, и выпуклая форма их границ, обращенных внутрь континента. С этой точки зрения представляет особый интерес меньшая по размеру и внутренне неоднородная, но также правильной подковообразной формы Алучинская структура в верховьях р. Анюя. Эта структура хорошо заметна на геологических картах любых масштабов благодаря секущей простирания складчатых структур ее западной границе, резко выделяющейся вследствие приуроченности к ней крупного Алучинского гипербазитового массива.

Алучинская структура* занимает большую часть бассейна верхнего течения р. Б. Анюй, имея около 120 км в поперечнике и 150 км в длину. На востоке расширяющееся основание блока скрывается под чехлом меловых эффузивов. Структура имеет сложное внутреннее строение и также разнородное в структурном отношении обрамление, но отчетливо выделяется благодаря смене структур и геологических комплексов на ее границах. Северо-

* Алучинской мы называем здесь более крупную структуру, чем та, которая выделяется на многих тектонических схемах под названием Алучинского блока и отвечает области выхода Алучинского гипербазитового массива; последний согласно проводимому нами районированию является лишь частью фронтальной зоны Алучинской структуры.



западная граница Алучинской структуры (рис. 39) представлена серией имеющих в плане сложную форму и выпуклых на северо-запад тектонических нарушений, которые, согласно образуемому ими рисунку, имеют главным образом юго-восточное направление падений сместителей. В некоторых случаях в этой фронтальной части структуры можно наблюдать серии пластообразных интрузивных тел пестрого состава (от плагиогранитов до габбро-диоритов), заполнившие наклоненные на юго-восток тектонические трещины с углами падения от 60 до 45° (в береговых обнажениях Б. Аюня пролива устья р. Алучии). На севере фронтальной зоны, в междуречье Монни и Орловки, вероятно, имеют место пологие шарьяжи и эрозионные тектонические окна в них. На северо-востоке и юго-западе тектонические границы Алучинской структуры становятся более прямолинейными и несут признаки крупномасштабных сдвигов. Особенно очевидна сдвиговая природа юго-западной границы структуры. Здесь наблюдается серия сближенных прямолинейных нарушений северо-западного простирания, среди которых наблюдаются тектонические клинья, сложенные вулканитами типа кедонского средне-верхнедевонского комплекса, и клин гипербазитов, отнесенный на юго-восток от Алучинского гипербазитового массива. Расположение клиньев указывает на левостороннее направление сдвигов с вероятными амплитудами до десятков километров. На северо-восточной границе Алучинской структуры соотношения ее с Южно-Аюньской складчатой зоной позволяют допускать наличие крупных правосдвиговых смещений.

В состав Алучинской структуры, помимо упоминавшегося Алучинского гипербазитового массива у ее западной границы (размером примерно 40×10 км), входят уже рассматривавшиеся выше

Рис. 39. Алучинская подковообразная структура

1 — гипербазиты; 2 — микромеланж; 3 — участки развития крупноглыбового меланжа и габброидов; 4 — существенно осадочные динамометаморфизованные породы предположительно среднего—верхнего палеозоя; 5 — позднегеосинклинальные нижнепермские отложения; 6 — геосинклинальные отложения триаса в Северо-Аюньском прогибе; 7 — южный склон Северо-Аюньского прогиба — северо-восточный склон Нутесынского поднятия; 8 — геосинклинальные отложения верхнего триаса, юры и неокома Южно-Аюньского прогиба; 9 — то же, юры в северной части прогиба; 10 — домезозойские гранитоиды; 11 — домезозойские габброиды; 12 — поля гранитоидов и частично габброидов, возможно, включающие домезозойские интрузии; 13 — кислые и средние вулканиты среднего девона (аналоги кедонской серии); 14 — отложения карбона, частично угленосные; 15 — полого залегающие отложения нижней перми (а), верхнего триаса (б), нижней и средней юры (а) и верхней юры (а) на Яракваамском поднятии; 16 — полого залегающие отложения юры и неокома, свидетельствующие о жестком основании предположительно (а — окранны докембрийского Омолонского массива, б — складчатых сооружений палеозойского возраста); 17 — кислые, частично наземные вулканические излияния позднеюрского возраста; 18 — средние и основные существенно наземные излияния преимущественно неокома; 19 — вулканогенно-осадочные наземные отложения конца неокома, апта и альба; 20 — обломочные преимущественно наземные отложения апта и альба; 21 — наземные вулканические излияния основного и среднего, частично кислого состава альб-сеноманского возраста; 22 — верхнечетвертичные базальты; 23—27 — интрузивные породы преимущественно в плутоно-тектонических структурах центрального типа (23 — базальты, 24 — габброиды, 25 — гранодиориты, 26 — граниты, 27 — граносиениты); 28 — тектонические границы (сбросы, сдвиги, надвиги). I — Северо-Аюньский геосинклинальный прогиб; II — юго-западный склон Северо-Аюньского прогиба; III — Нутесыское поднятие; IV — Южно-Аюньский геосинклинальный прогиб (а — его северная часть с послетриасовым возрастом базальных осадков); V — Яракваамское поднятие; VI — Айнахургунская впадина; VII — блоки подложья Омолонского массива внутри Алучинской подковообразной структуры; VIII — то же, вне Алучинской структуры; IX — Кричальский геосинклинальный прогиб. БА — Большеаюньская зона разломов

Яракваамское поднятие, примыкающее изнутри к северо-восточной границе структуры, и Усть-Орловкинский участок развития палеозойских геосинклинальных образований (у северо-западной границы к северу от Алучинского гипербазитового массива). К северо-западной части Яракваамского поднятия и Усть-Орловкинскому участку на северо-западе примыкают участки сложного чередования гипербазитовых и габброидных тел, которые можно, по-видимому, трактовать как меланжевые блоки, а также блоки динамометаморфизованных базитовых пород, обычно считающиеся условно девонскими или пермскими измененными вулканитами, но в какой-то части несомненно являющиеся базитовыми метаморфогенными образованиями. Центральная часть Алучинской структуры занята Айнахургенской впадиной, заполненной в основном апт-альбскими и частично барремскими континентальными отложениями; форма этой впадины, как видно на рис. 39, повторяет границы структуры; она же повторяется в простирациях некоторых отчетливо проявленных во внутренних частях впадины тектонических уступов и складчатых структур.

Значительная часть основания Айнахургенской впадины, по-видимому, принадлежит жесткому массиву, составляющему южную часть Алучинской структуры; он выходит на поверхность из-под отложений Айнахургенской впадины на ее восточной стороне, между нею и Алучинским гипербазитовым массивом, и представлен там слабо дислоцированным чехлом неокомовых и юрских мелководных отложений; на левобережье р. Б. Анюя ниже р. Алучин из-под этого чехла выходят палеозойские гранитоиды с абсолютным возрастом 220 млн. лет.

Направление перемещений Алучинской структуры в целом представляется достаточно очевидным из устанавливаемых по структурным соотношениям вероятных направлений сдвиговых смещений на ее боковых границах и надвигового характера северо-западного (фронтального) ее ограничения. Аналогичный вывод вытекает из приводившихся выше соображений о происхождении составляющего часть Алучинской структуры Яракваамского поднятия. Алучинская структура, подобно Охотскому и Омолонскому древним массивам, оказывается перемещенной внутрь континента «массивом вдвигания», но, в отличие от этих массивов, имеет гетерогенное сложение. Как отмечалось, возможная амплитуда горизонтального перемещения Яракваамского поднятия может составлять 100—150 км. К этому выводу нужно подходить с осторожностью, но он не противоречит рисунку окружающих Алучинский гетерогенный массив структур; «вдвигание» Алучинского массива объясняет причину и способ перемещения Яракваамского поднятия с его фациями девонских эффузивов, близких фациям Омолонского массива, в поле геосинклинальных отложений.

Перемещение Алучинской структуры сопровождалось надвиговым воздыманием ее переднего края, что привело к выведению там на поверхность наиболее глубоких во всей Олойско-Анюйской области уровней эрозионного среза (Алучинский гипербазитовый

массив и Усть-Орловкинский участок палеозойских геосинклинальных образований). В конце раннего мела благодаря этому воздыманию вдоль северо-западной подковообразной границы структуры возникло подобие горного барьера, продукты разрушения которого сносились в образовавшуюся в центре Алучинской структуры Айнахургенскую впадину. В выполняющих Айнахургенскую впадину апт-альбских отложениях широко представлена галька пород, выходящих на западной окраине Алучинской структуры, в том числе гипербазитов и разнообразных интрузивных пород, слагающих упоминавшиеся выше трещинные интрузивные тела в северо-западной фронтальной части структуры (это обстоятельство отмечено рядом исследователей и подтверждается наблюдениями автора). Воздымание северо-западной части Алучинской структуры, таким образом, во время накопления отложений Айнахургенской впадины носило постоянный характер, и интрузивные тела, формировавшиеся в ходе становления Алучинской структуры, быстро выводились на поверхность и подвергались размытию.

Из приведенных данных время начала перемещений гетерогенного Алучинского массива и, следовательно, его возникновения, может быть определено с большой точностью как баррем-аптское, поскольку в юго-восточной части Южно-Анюйского прогиба, расположенной в настоящее время полностью перед северо-восточной окраиной Алучинской структуры, в готериве еще существовал остаточный геосинклинальный бассейн, т. е. отсутствовали признаки вызываемого перемещением Алучинского массива сжатия. Само складчатое преобразование Южно-Анюйской впадины было в значительной части связано, таким образом, с перемещением Алучинского массива.

Своеобразной особенностью Алучинского массива является расположение вблизи его границ двух позднечетвертичных вулканических центров. Четвертичный вулканизм представляет собой редкое явление в пределах Охотско-Чукотского пояса; позднечетвертичные излияния на границах Алучинской структуры наиболее крупные из всех известных (мелкие вулканические центры описаны в долине р. Момы).

Вулканический центр у северо-восточной границы структуры расположен на ее внешней стороне (Анюйский вулкан, или «вулкан Молодых», в гранодиоритовом массиве горы Вулканной). Излившийся отсюда молодой базальтовый поток (по мнению Е. К. Устиева, возрастом в несколько сотен лет) заполнил находившуюся ниже долину р. Монни на 40 км. Другой центр располагается у юго-западной границы структуры с внутренней ее стороны. Излившийся здесь, вероятно, несколько более древний базальтовый поток заполнял долину р. Алучин на протяжении 55 км. Дать определенное тектоническое истолкование этому явлению трудно; скорее всего оно свидетельствует о значительной глубинности тектонических ограничений Алучинской подковообразной структуры.

Можно высказать предположение, что Алучинский массив вдвижения является внутренней частью более крупной также подковообразной структуры сходного характера, подобной по размерам Охотскому и Омолонскому массивам. Юго-западным ограничением этой структуры (Большеанюйской) может являться упоминавшаяся выше зона Ненкан-Анюйских разломов, по которой предполагалось крупное сдвиговое смещение Южно-Анюйской и Кричальской геосинклинальных зон. В северо-западной части Большеанюйской структуры, возможно, захватывает Алярмаутское поднятие. Однако, в отличие от отчетливо выявляемой Алучинской, она может быть намечена только предположительно.

Распространение подковообразных структур вдвижения. Пример Алучинской структуры с ее гетерогенным внутренним строением показывает, что возникновение подковообразных массивов вдвижения (вдавливания) в тылу сейсмофокальных зон не является результатом только формы отдельных крупных блоков (как можно предполагать для Омолонского и Охотского массивов), но закономерно вызывается действием тектонических сил. В связи с этим уместно отметить, что крупные подковообразного рисунка тектонические структуры с выпуклостью, обращенной внутрь континента, сопровождают всю тихоокеанскую (сопровождающуюся желобами, т. е. эдукционную с нашей точки зрения) окраину Азии к югу от Охотско-Чукотского пояса. Размеры их превосходят размеры Охотского и Омолонского массивов, не говоря об Алучинском: в каждой из них значительное место принадлежит выходам на поверхность древнего платформенного основания, хотя состав в целом является гетерогенным. Выделение таких структур возможно благодаря облеканию их складчатыми зонами, что служит основанием для постановки вопроса о подобии их рассмотренным выше массивам вдавливания Охотско-Чукотской области. Таковы (рис. 40) Индосинийский массив в Индокитае, облекаемый на северо-западе складчатыми структурами мезозойского возраста и вся располагающаяся к югу от Ордосского прогиба Южно-Китайская платформа (вместе с выделяемой в ее юго-восточной части рядом исследователей областью каледонид), также облекаемая с северо-запада складчатыми структурами (слагаемыми геосинклинальными отложениями палеозоя, но мезозойского возраста). Возможно, что аналогичным образом могут толковаться структуры Северо-Китайской платформы и Зейско-Буренского массива вместе с Хинганским нагорьем. Указанные структуры с ограничениями параболоидной формы, как видно из рис. 40, образуют почти непрерывную цепь, от Алучинской (вместе с возможной Большеанюйской) структуры до Индосинийского массива.

О возможной природе подковообразных структур. Могут ли существовать и совершать единые перемещения под воздействием активно живущих сейсмофокальных зон столь крупные структуры? Ответ на этот вопрос следует дать утвердительный, поскольку размеры выделяемых вышеуказанным образом подковообразных структур, с одной стороны, и сейсмофокальных зон — с другой,

Рис. 40. Подковообразные структуры (вдвигания?) на тихоокеанской окраине Азии

Подковообразные структуры: 1 — Алучинская (1а — Большеанюйская?), 2 — Омодонская, 3 — Охотская, 4 — Зейско-Бурейнская (?), 5 — Северо-Китайская, 6 — Южно-Китайская, 7 — Индосинийская
 1 — дугообразные зоны разломов; 2 — передовой разлом мезозойского палеоконтинента (верхняя граница континентального склона); 3 — линия эдукционного выдвигания (Таловско-Майнская); 4 — современные желобы; 5 — простирания складчатых структур



соизмеримы. Так, поперечный размер наиболее крупной из упомянутых структур — Южно-Китайской платформы — с юго-востока на юго-запад (вместе с шельфом) приближается к 2000 км; следовательно, если она была ограничена с юго-востока палеосейсмофокальной зоной глубиной 700 км, основание последней располагалось под центральной частью этой структуры на расстоянии 1000 км от желоба. Область силового влияния сейсмофокальной зоны вполне могла распространяться на такое же примерно расстояние в глубь континента. Другие из намечаемых выше подковообразных структур имеют близкие к 2000 км или меньшие размеры (Индосинийский массив — около 1300 км с юго-востока на северо-запад, Охотский — около 1000 км, Омолонский вместе с частью Тайгоносского — около 1200 км).

Очевидно, охарактеризованные крупные подковообразные структуры представляют собой жесткие глубинные массивы, выкальваемые в висячих крыльях сейсмофокальных зон под воздействием оказываемого на эти крылья снизу давления. Обязательным условием их появления является участие в их сложении жестких блоков древней континентальной литосферы, консолидированной на глубину сотен километров. Речь идет, таким образом, об испытывающих единые тектонические перемещения глубинных структурах, соизмеримых по размеру с глубиной заложения сейсмофокальных зон. На поверхности их перемещения выражаются во вдвигании составляющих их жестких блоков от сейсмофокальной зоны внутрь континента — при наличии перед фронтом вдвигания легко деформируемой литосферы геосинклинального происхождения — с соответствующими сдвиговыми смещениями на флангах и надвиговыми, с воздыманием переднего края на фронте движения. Основная компенсация горизонтального перемещения подковообразных массивов осуществляется, однако, не надвиганием их фронтальной части, а смятием располагающихся перед ними геосинклинальных образований. Существование подобных структур и их перемещение хорошо согласуются с моделью эдукционного процесса.

Глубина горизонтального вдвигания подковообразных массивов меньше их размеров, но безусловно может достигать (и смятие геосинклинальных площадей подтверждает это) сотен километров. В Алучинской структуре смещения в 100 км или более выявляются достаточно конкретно.

Реконструкции размещения первичных геосинклинальных структур на Северо-Востоке СССР также неоднократно приводили нас к предположениям о горизонтальных смещениях отдельных их элементов на первые сотни километров. Как показывалось, возможность таких смещений в висячем крыле сейсмофокальных зон в условиях эдукционного выдвигания обуславливается двумя причинами. В одном случае они порождаются растягивающими усилиями и сопровождаются раскрытием окраинных морей или другими формами растяжения; во втором — вызываются развивающимся при эдукции направленным внутрь континента горизонталь-

ным давлением (см. гл. III, рис. 35) и сопровождаются складчатыми деформациями. Условием развития таких смещений является гетерогенность строения всяческого крыла сейсмофокальной (эдукционной) зоны и наличие в нем наряду с жесткими блоками древней континентальной литосферы более молодой и тонкой геосинклинальной. Следует полагать, что именно обстановка второго рода соответствует деформациям, связанным с образованием подковообразных структур вдвигания и складчатым преобразованием Олойско-Ануйской геосинклинальной области в середине мезозоя в целом.

РАЗВИТИЕ КОРЯКСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Корякская геосинклиналь отчетливо ограничена на северо-востоке Охотско-Чукотским наземным вулканическим поясом и сопровождавшим его с юго-востока континентальным склоном. Основную (центральную) часть геосинклинали составляет площадь к юго-востоку от Таловско-Майнского поднятия, занятая складчатыми структурами, развившимися в верхнеюрских и меловых отложениях. Располагающуюся южнее зону Хатырских поднятий с выходами палеозойских пород, с точки зрения автора, следует рассматривать как самостоятельную структурную единицу, возможно, составляющую обрамление центральной части Корякской геосинклинали.

Границей, отделявшей Корякскую геосинклиналь от палео-Азиатского континента, являлась ископаемая ныне сейсмофокальная зона, существование которой признается многими исследователями. Именно над ней, если допускать, что по своим размерам она была равна современной, располагался Охотско-Чукотский вулканический и более широкий, включающий перивулканическую зону, рудномагматический пояс, развившийся на гетерогенном фундаменте, включающем массивы древней континентальной литосферы и разновозрастные складчатые сооружения, в том числе наследующие Олойско-Ануйскую геосинклиналь.

Существует некоторая неопределенность в понимании ширины и места выхода мезозойской сейсмофокальной зоны. Некоторые исследователи отождествляют с ней полосу шириной до 150—250 км у северо-западной границы Корякской геосинклинали, характеризующуюся развитием большого числа крупных, в основном параллельных этой границе разломов; выделяемая таким образом зона захватывает на северо-западе часть вулканического пояса; большая же ее часть отвечает мезозойскому континентальному склону Корякской геосинклинали. Для конкретизации вопроса представляется необходимым выделить из состава сейсмофокальной зоны, понимая ее как область вероятного распространения сейсмических очагов в прошлом, поверхность основных тектонических перемещений, пояснявшихся выше (гл. III). В современных активных областях выход такой поверхности на поверхность Земли приходится на дно желоба, где она отделяет кору конти-

нентального или островодужного склона от океанической коры внешнего склона желоба. Аналогичным образом место выхода этой поверхности в ископаемой палеосейсмофокальной зоне должно определяться границей распространения океанического фундамента, с одной стороны, и фундамента континентального типа — с другой. Такую границу можно наметить вполне определенно: она близко совпадает с Таловско-Майнским поднятием — своеобразной линейной структурой горстового характера, протягивающейся параллельно вулканическому поясу в 100—120 км юго-восточнее него (рис. 41). То, что именно в этой структуре появляется и распространяется далее на юго-восток характерный офиолитовый комплекс, составляющий фундамент Корякской геосинклинали, подчеркивали многие исследователи; однако сопоставления на этом основании Таловско-Майнской структуры непосредственно с осевой зоной древнего желоба не проводилось. Между тем Таловско-Майнское поднятие по ряду признаков можно считать компенсационной структурой, возникшей на месте изостатической отрицательной аномалии прошлого.

Таловско-Майнское поднятие представляет собой своеобразную горстовую структуру, отчетливо проявленную в современном рельефе и протягивающуюся почти на 600 км от Пенжинской губы на юго-западе до устья р. Белой на северо-востоке. На разных участках она выражается то узкой тектонической грядой 15—20 км в поперечнике, то более широким и расплывчатым поднятием, но остается непрерывной. Продолжением Таловско-Майнского поднятия на север, несколько смещенным к востоку, большинство исследователей считает субмеридиональный хр. Пекульней; с ним общая длина структуры увеличивается еще на 100—150 км. С обеих сторон поднятия располагаются параллельные ему линейные депрессии, шириной 50—70 км; более выдержанная Пенжинско-Анадырская на северо-западе и Параспольская, сопровождающая поднятие лишь в юго-западной его половине, на юго-востоке. Предполагается продолжение Таловско-Майнского поднятия далеко на юго-запад на дне Охотского моря; основанием для этого служат данные по профилю ГСЗ, установившему существование южнее Магадана на дне моря захороненной горстовообразной структуры [27], находящейся на простираннии Таловско-Майнского поднятия и соответствующей ему по размерам. Это предположение кажется вполне обоснованным, так как Таловско-Майнское поднятие, очевидно, является одним из основных структурных элементов древней окраинной зоны, который может протягиваться так же далеко, как и другие такие же элементы, например вулканический пояс. Протяженность поднятия в таком случае составляет более 1600 км.

Тектоническое строение поднятия, в отличие от геоморфологического, чрезвычайно сложно. В Таловско-Майнской структуре сосредоточено огромное количество разнообразных разрывных нарушений, среди которых можно выделить крутопадающие и пологопадающие. Неоднократно описанные при геологическом карти-

ровании, отчетливо дешифрирующиеся крутопадающие продольные нарушения ограничивают современную горстовую структуру и прослеживаются в большом количестве внутри нее. Эти относительно молодые разломы секут более древние, во многих случаях более крупномасштабные, пологопадающие нарушения, благодаря чему последние обнаруживаются лишь в виде фрагментов (Усть-Бельские горы). Расшифровка сочетающихся подобным образом нарушений и образуемых ими тектонических блоков представляет большие трудности.

Весьма широко распространенные к юго-востоку от Таловско-Майнского поднятия выходы базит-гипербазитового фундамента Корякской геосинклинали на ряде участков проникают в его пределы, иногда захватывая его почти на всю его ширину (например в Усть-Бельских горах и Понтонейских горах на Пенжинском побережье). На некоторых участках Таловско-Майнского поднятия значительным распространением пользуются блоки палеозойских отложений, среди которых по остаткам фауны устанавливаются позднесилурийские, ранне-средне- и позднедевонские, ранне-среднекаменноугольные и ранне- и позднепермские. Отложения различного возраста слагают мозаично чередующиеся блоки, клинья и по выражению В. Ф. Белого «глыбы неясного происхождения» [12]; на участках поднятия с выходами офиолитового комплекса они смещены к северо-западной окраине поднятия. Палеозойские отложения по условиям залегания и вследствие повсеместно проявленного возрастного перерыва резко отделены от вышележащего юрско-мелового разреза. Часть фацциально разнообразных палеозойских отложений можно сопоставить с одновозрастными образованиями расположенных северо-западнее структур палео-Азиатского континента, в частности Еропольского поднятия и прилегающих участков Омолонского массива.

Следует отметить, что палеозойские блоки и глыбы, с одной стороны, и офиолитовый комплекс — с другой, составляют фундамент зоны Таловско-Майнского поднятия, перекрываемый мезозойскими осадками. К этому же фундаменту нужно относить кристаллический гранулит-базитовый комплекс пород в хр. Пекульней, для которого М. С. Марковым и др. [44] приведены убедительные доводы в пользу вероятной его принадлежности к архейским образованиям. В вышележащих мезозойских отложениях преимущественно средней — верхней юры и мела следует видеть осадочный покров континентального склона и осадочное выполнение желоба, возникшее в процессе его захоронения. Если офиолитовая группа пород несомненно относится к геосинклинальному фундаменту, то блоки палеозоя и докембрия, вероятно, являются фрагментами основания континентального склона. Это заключение подтверждается составом и генетическими особенностями перекрывающих эти блоки мезозойских отложений юры — неокома. Таловско-Майнская структура в целом, являясь «противоподнятием» на месте желоба, включает в себя, таким образом, части как океанического, так и континентального фундамента (это

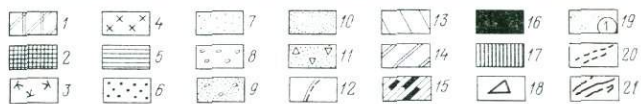
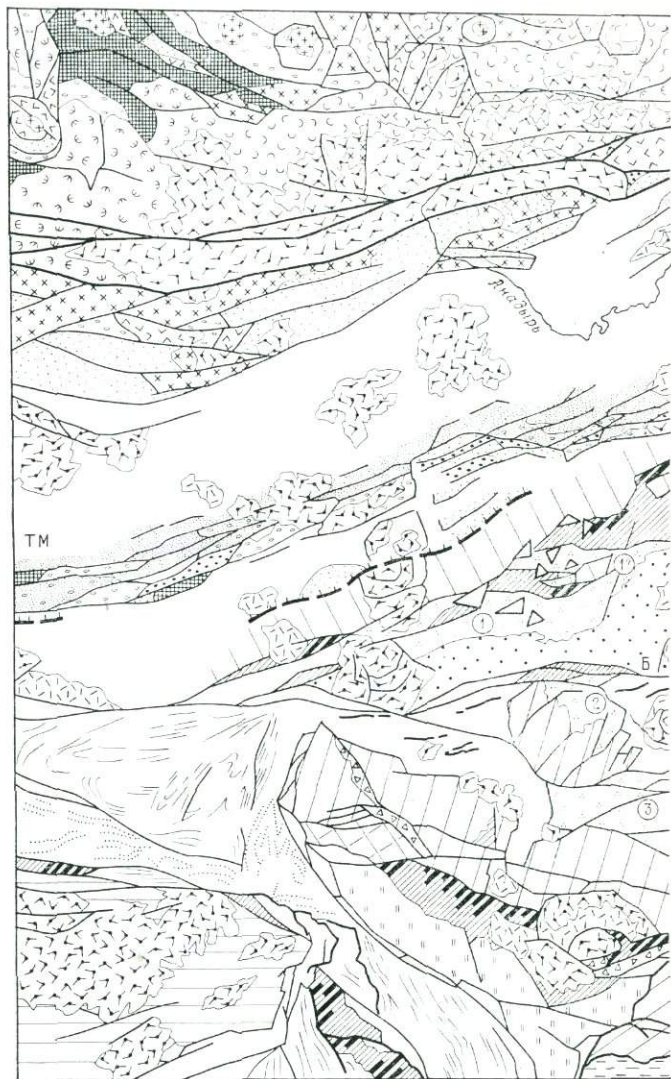
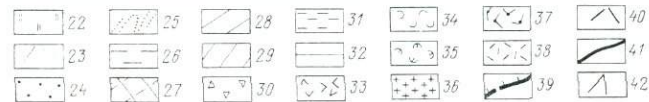


Рис. 41. Схема геологического строения Корякской геосинклинали и прилегающей континентальной окраины палео-Азии

Фундамент и осадки мезозойской палеоконтинентальной окраины (прибрежная наземно-шельфовая часть и континентальный склон, включая поздние осадки осевой части Таловско-Майнского желоба); 1 — предположительно архейские кристаллические образования хр. Пекульней; 2 — палеозойские отложения (девон, карбон, нижняя пермь); 3 — основные и средние палеотининые эффузивы возможно домезозойского возраста; 4 — крупные поля интрузивных пород (преимущественно гранитоидов, частично габброидов), возможно включающие домезозойские интрузии; 5—11 — осадки континентального склона и шельфа: 5 — позднего триаса, 6 — юры, 7 — неокома, 8 — апта-альба, 9 — сеномана-турона



(частично континентальные), 10 — сенона, 11 — маастрихта-дания (с угленосными фациями); 12 — участки непосредственного налегания баррем-аптских или более молодых отложений на геосинклиналиный фундамент в осевой части Таловско-Майнского желоба; 13 — призма захоронения Таловско-Майнского желоба — наклонившиеся после прекращения эдукционных движений отложения баррем-аптского, альбского, сеноман-туронского, частично более позднего возраста; 14 — область возможного подножья мезозойского континентального склона со стороны Эскимосского массива (Алькатваамская и Пекульнейская зоны, отложения юры, неокома, апта и альба, верхней мела). Фундамент и осадки внутренней части Корякской геосинклинали: 15 — меланж и микромеланж (а — участки значительного развития серпентинитовых тектонических тел и серпентинитового меланжа); 16 — крупные тела гипербазитов; 17 — связанные с ними габброиды; 18 — отторженцы конти-

естественно, поскольку оси отрицательных изостатических аномалий обычно смещены в сторону континентального склона относительно оси желоба).

Пологие нарушения Таловско-Майнского поднятия в хр. Пекульней связаны с пакетами серпентинитов, измененных габброидов и меланжа. Образования такого рода считаются следами крупных пологих надвигов и шарьяжей. С наименьшим основанием их можно признать за структуры эдукционного выдвигания в подножии древнего континентального склона на границе с океанической корой. На ряде участков такая граница, разделяющая с одной стороны все выходы офиолитового комплекса и с другой — домезозойские породы вероятного континентального фундамента вместе с перекрывающими их осадками континентального склона, может быть проведена весьма отчетливо. В Таловско-Майнском поднятии офиолиты распространены к юго-востоку от этой границы, а сама она отчетливо наклонена вместе с многочисленными чешуями и меланжевыми пластинами, описанными, например, А. А. Александровым [4], к северо-западу, т. е. в направлении палеоконтинента. Такое ее положение вполне отвечает модели выдвигания.

В хр. Пекульней указывается преимущественно обратный наклон чешуй [44]. Тектоническая обстановка его очень сложна, и, возможно, вывод о первоначальном наклоне пологих тектонических контактов делать еще рано; однако обратное, т. е. восточ-

Рис. 41. (Продолжение)

континентального фундамента, содержащие силурийские, девонские, каменноугольные и пермские отложения; 19 — базальные геосинклинальные осадки поздней юры — неокома (в кружках обозначения возраста содержащихся в них наиболее древних фаунистических находок: 1 — готерив, 2 — готерив — поздний валаджин, 3 — средний валаджин, 4 — нижний валаджин, 5 — берриас, 6 — волжский ярус); 20—25 — отложения: 25 — апта — альба, 21 — сеномана — турона, 22 — коньяк — сантона, 23 — сантона, кампана, маастрихта в геосинклинальных прогибах, 24 — кампана во внутрисинклинальном предгорном шлейфе, 25 — дания — палеогена (олигоцен и эоцена); 26 — область олигоцен-неоген-четвертичного растяжения и геосинклинального прогибания. Фрагменты мезозойской островной дуги: 27 — блоки Хатырского поднятия с выходами палеозойских отложений девона, карбона и перми (включая геосинклинальные фаши), выходами палеозойского геосинклинального фундамента и содержащими перерывы покровами преимущественно меловых отложений; 28 — блоки аналогичного строения без находок палеозойских фаунистических остатков; 29 — внутренний (обращенный к Корякской геосинклинали) склон Хатырского участка островной дуги (преимущественно отложения апта, альба, сеномана, турона, местами готерива); 30 — межгорные и предгорные отложения маастрихта, дания и палеогена; 31 — блоки с верхнепалеогеновыми и миоценовыми морскими отложениями внешнего склона Хатырского поднятия; 32 — Пахачинский массив. Плутоно-вулканические образования областей рудно-магматической активизации. Мезозойский Охотско-Чукотский вулканический пояс: 33 — андезиты и андезит-базальты преимущественно альба; 34 — липариты и дациты преимущественно сеномана, 35 — эффузивы пестрого (контактного) состава, часто богатые калием, эффузивы сенонского возраста; 36 — гранитоидные интрузии преимущественно центрального типа (частью субщельные). Вулканические покровы и экзотрипы послесенонского возраста, перемещавшиеся в область складчатых сооружений Корякской геосинклинали и омолаживавшиеся в юго-восточном направлении от дат-палеогеновых до ранне-четвертичных: 37 — базальты и андезит-базальты, 38 — липарито-дациты, дациты, липариты. Тектонические контакты: 39 — граница эдукционного выдвигания юрско-неокомового времени, устанавливаемая по непосредственной смене геологических комплексов и предполагаемая; 40 — верхнее (передовых континентальных разломов) тектоническое ограничение юрско-неокомового континентального склона; 41 — крупные надвиги; 42 — разломы различного характера. ТМ — Таловско-Майнское поднятие, А — Анадырский разлом, Б — Белезовский разлом. Обозначения геосинклинальных отложений в форме линий отвечают выходам слов.

ное направление выдвигания в хр. Пелькуней представляется вполне возможным в связи с очевидным разворотом к северу от хр. Пекульней всей структуры мезозойской окраинной области и, в частности, ее вулканического пояса к юго-востоку. Эдукционное выдвигание в этом случае должно было происходить с северо-востока (также из-под континентального склона, но со стороны Эскимосского массива). Площадное распространение геологических комплексов хр. Пекульней также допускает эту возможность.

В средней части Таловско-Майнского поднятия (южная часть площади на рис. 41) граница эдукционного выдвигания, по-видимому, выходит за пределы современного горста (в этом месте очень узкого), отклоняясь от него на юго-восток.

Северо-западный континентальный склон. Возраст осадков континентального склона имеет особое значение для выяснения истории прилежащей геосинклинали. Континентальный склон представляет собой неподвижную часть активной окраинной области, несущую полный разрез отложений, отвечающих времени существования геосинклинали. Осадочный разрез в примыкающей к нему части эдукционной геосинклинали, напротив, является неполным (см. гл. III, рис. 36).

Бесспорно принадлежащая континентальному склону Корякской геосинклинали площадь занимает полосу постоянной ширины порядка 100 км, включающую ряд крупных разломов северо-восточного направления. Ее северо-западной границей служит юго-западная окраина сформировавшегося в наземных условиях Охотско-Чукотского вулканического пояса. По ширине эта полоса близка континентальным склонам современных желобов. Прилегающая к Таловско-Майнскому поднятию большая часть ее юго-восточной половины захоронена под неоген-четвертичными отложениями Пенжинско-Анадырской депрессии, но в северо-западной ее части выходы мезозойских морских отложений пользуются значительным распространением (Мургалское поднятие и прилегающие участки). Они представлены песчаниками, гравелитами и осадочными брекчиями нижней юры, алевролитами, песчаниками и гравелитами средней юры (на северо-востоке в Пастбищных увалах), песчано-алевролитовыми осадками берриаса, валанжина и готерива в Мургалском поднятии и более грубыми отложениями баррема (выделяемыми обычно условно), альба, сеномана, турона и сенона; последние являются преимущественно континентальными. Выходов, относящихся к основанию континентального склона на этих площадях, за исключением, может быть, части интрузивных полей, нет. Складчатые дислокации умеренны, но отчетливое угловое несогласие устанавливается в верхах альба. Разрез континентального склона, таким образом, свидетельствует о существовании прилегающего морского бассейна в течение юры и неокома и перестройках, охвативших эту зону в конце раннего мела.

Отложения средней и верхней юры, берриаса, валанжина и большей части готерива, выходящие в Таловско-Майнском под-

нятии и перекрывающие там в ряде случаев блоки палеозойских пород, следует считать продолжением осадочного чехла континентального склона. Отличие заключается в сокращенной до 2—3 раз мощности осадков в Таловско-Майнской зоне и значительно большем распространении там тонкозернистых и кремнистых разностей. Эти особенности согласуются с выводом об отложении юрско-неокомовых осадков Таловско-Майнского поднятия в зоне подножья континентального склона вблизи оси глубоководного желоба. Некоторые исследователи (например, детально изучившая эти отложения Г. П. Терехова) прямо указывали на признаки глубоководного их происхождения.

Вышележащие отложения с баррема до верхнего сенона в Таловско-Майнском поднятии отличаются большей грубозернистостью и повышенными мощностями, становясь вверх по разрезу все более мелководными. Накопление их, очевидно, знаменует собой заполнение и захоронение желоба. Несмотря на сложность тектонического строения, они, как и нижележащие неокомовые отложения, были весьма детально изучены Г. П. Тереховой, Г. И. Агальцовым, В. Ф. Белым и другими исследователями. Отчетливо проявленные несогласия приурочены здесь не только к верхам альба, но также к началу коньяка и маастрихта. С конца альба в разрезе Таловско-Майнского поднятия появляются валунные конгломераты и глыбовые образования типа олистостром с обломками палеозойских отложений и гранитоидов. Можно полагать, что с этим временем связаны первые движения, положившие начало компенсационному поднятию зоны желоба. Однако основные восходящие движения произошли лишь в конце сенона, когда желоб был уже заполнен осадками, о чем можно судить по резкому «задиранью» сенонских отложений (включая кампанские) у западной границы Таловско-Майнского поднятия (см. рис. 41). Первые обломки пород офиолитового комплекса, включая гипербазиты, появляются в раннем сеноне хр. Пекульней.

Таким образом, на основании данных, полученных в зоне северо-западного континентального склона Корякской геосинклинали, она испытывала активное развитие (при наличии в ее северо-западной части глубоководного желоба) во второй половине юры и неокоме. Сопоставим этот вывод с данными, получаемыми иными путями.

Пространственное соотношение Корякской геосинклинали с более древними системами. Северо-западным обрамлением Корякской геосинклинали являлся край палео-Азиатского материка, располагавшийся к северо-западу от современного Таловско-Майнского поднятия. Основу строения материка, как можно видеть на участках, обнажающихся из-под покровов вулканического пояса и более всего в перивулканической зоне, составляла совокупность крупных массивов — фрагментов древней платформенной литосферы — и складчатых сооружений, возникших на месте палеозойско-раннемезозойской Олойско-Ануйской геосинклинальной системы.

При всей сложности строения и развития Олойско-Анюйской системы с полной очевидностью устанавливается, что:

1) основные ее структуры имеют отчетливо северо-западное простирание и резко несогласно, по торцовому типу, сочленяются с ограничениями Корякской геосинклинали северо-восточного простирания;

2) развитие системы завершилось в середине мезозоя складчатостью, последовательно захватившей различные ее части. Если в триасе, включая карнийский и норийский века, еще происходило заполнение осадками крупных геосинклинальных бассейнов, то в ранней и средней юре площадь последних значительно сократилась в результате складчатости, охватившей Северо-Анюйский и некоторые другие геосинклинальные прогибы; в поздней юре — начале мела складчатости подверглась Кричальская геосинклинальная зона и сохранился лишь бассейн в части Южно-Анюйской зоны; в готериве — барреме подвергся складчатости и этот бассейн.

Развитие и заполнение осадками Корякской геосинклинали происходило с юры до палеогена. Таким образом, ни простирания структур, ни время процессов погружения и складчатости не обнаруживают общности в развитии двух соприкасающихся геосинклинальных областей — Корякской и Олойско-Анюйской. Напротив, последовательность событий заставляет считать, что возникновение первой повлекло за собой закрытие второй: вслед за началом накопления осадков на континентальном склоне Корякской геосинклинали последовало складчатое преобразование Олойско-Анюйской системы. Соотношение простираний указывает на наложенный характер корякских структур. Логично полагать, что наложение Корякской геосинклинальной системы на Олойско-Анюйскую первоначально выразилось в линейном разрыве земной коры, поперечном к простиранию структур Олойско-Анюйской геосинклинали. Последовавшее возникновение наклоненной на северо-запад эдукционной зоны вызвало складчатость в ее всячем крыле, в пределах структур, входивших в состав Олойско-Анюйской геосинклинальной системы (согласно механизму, указанному в гл. III), чем было положено начало наращиванию новой северо-западной окраины Азиатского материка.

Время раскрытия. Высказываемое в ряде случаев мнение, согласно которому Корякская геосинклиналь возникла и существовала в палеозое или даже ранее, основывается на: 1) интерполяции выходов палеозойских пород, известных в западном и восточном обрамлении Корякской геосинклинали, в область центральной ее части; 2) наличии мелких и разрозненных, но многочисленных тектонических блоков фаунистически охарактеризованных палеозойских пород в бассейнах рек Ваеги, Мукарылян, Березовых на расстоянии до 70 км к юго-востоку от Таловско-Майнского поднятия; 3) возрастной датировке метаморфических пород зеленосланцевых фаций, встречающихся на ряде участков центральной части геосинклинали, как условно палеозойских; 4) мнении, что

на каждом участке современной земной поверхности всегда существовала соответствующая ему древняя земная поверхность.

Все перечисленные доводы могут оспариваться, последний же в приложении к Корякской геосинклинали можно считать обоснованным в случае, если она возникла путем базификации континентальной коры или наследовала древнюю протогеосинклинали. Такие предположения высказывались [4]. Однако охарактеризованный выше разрыв земной коры, прервавший северо-западные структуры Олойско-Ануйской системы и положивший начало развития Корякской геосинклинали, вряд ли можно себе представить иначе, чем раздвиг. Мнение о раздвиговой природе геосинклиналей поддерживается сейчас исследователями, стоящими на разнообразных тектонических позициях; еще в большей степени это относится к представлениям о раскрытии современных окраинных морей [34 и др.], справедливо считающихся многими тектонистами аналогами древних геосинклиналей. При раздвиговом происхождении геосинклинали механизм образования ее фундамента может быть спредингвым и, как считает автор настоящей работы, эдукционным. В том и другом случаях фундамент является новообразованным, т. е. создающим новую земную поверхность. Для Корякской, как и для всякой другой конкретно рассматриваемой геосинклинали, поэтому должны выделяться обрамление и внутренняя, возникшая вследствие раздвиги часть. Интерполировать в раздвиговую часть отложения из обрамления геосинклинали, имеющие более древний, чем время раскрытия геосинклинали, возраст, нельзя (так же, как нельзя ставить вопрос, что происходило в той или иной точке раздвиговой части геосинклинали до этого времени, поскольку соответствующей поверхности на Земле еще не существовало).

Представление о существовании Корякской геосинклинали в палеозое не соответствует прежде всего общим чертам геологического строения, характеризующим эту геосинклинали. В пределах геосинклинали мы можем проследить непрерывно накопление осадков (с локальными осложнениями, перерывами, смещениями площадей осадконакопления, о которых будет говориться ниже) начиная с верхней юры через неокон, апт—альб, все ярусы верхнего мела до эоцена включительно. Несомненно, что эти осадки отвечают времени существования Корякской геосинклинали. Можно допустить, что нижняя часть того же осадочного разреза дополняется непосредственно предшествовавшими верхней юре средне- и нижнеюрскими, может быть отложениями верхнего триаса, если предположить, что они представлены немymi фациями и имеют ограниченное распространение. Однако для всех палеозойских отложений (главным образом девонских, каменноугольных и пермских), которые известны в обрамлении или включаются в основную область Корякской геосинклинали, с несомненностью устанавливается оторванность от непрерывного мезозойского геосинклинали разреза с наличием перерывов и несогласий, различиями в метаморфизме, фациях и т. д. Если предполагать,

что на месте мезозойской Корякской геосинклинали существовала ранее палеозойская геосинклиналь, то последняя, очевидно, испытала складчатость и другие преобразования, после которых мезозойская геосинклиналь (как геосинклинальный бассейн) возникла заново. Однако и для такого предположения нет достаточных оснований.

К фундаменту этого обрамления, помимо древних, архейских в своей основе глыб, нужно относить участки палеозойского осадконакопления, такие, как, например, склоны Омолонского массива. Развивавшиеся еще в начале мезозоя геосинклинальные зоны Олойско-Анойской системы, размещавшиеся среди древних массивов архейского и складчатых образований ранне-среднепалеозойского возраста, после охватившей их в конце триаса — начале раннего мела складчатости также вместе с более древними тектоническими элементами составили часть отчетливо проявленного обрамления (северо-западного континентального борта) юрско-меловой геосинклинальной Корякской впадины. Напрашивается вывод, что наложению новой (Корякской) структуры северо-восточного простирания, испытавшей затем раздвиговое развитие, подвергся фундамент, включавший не только палеозойские, но и нижнемезозойские образования. В частности, выходы палеозойских пород в Таловско-Майнской зоне обычно объясняются как испытавшие блоковые дислокации выходы фундамента континентального склона.

Крупной структурой, характеризующейся распространением пород палеозойского возраста, является Хатырское поднятие и прилегающие к нему площади. Здесь известны палеозойские отложения различного возраста, в том числе в геосинклинальных фациях. Палеозойские породы в Хатырском поднятии перекрываются частично неокомовыми, а частично верхнемеловыми отложениями, вплоть до маастрихта; это обстоятельство дает возможность рассматривать Хатырское поднятие как структуру с палеозойским основанием, испытывавшую неоднократные поднятия в ходе заполнения Корякской геосинклинали и составлявшую, таким образом, выраженное в рельефе юго-восточное ограничение основного геосинклинального прогиба. Сказанное подтверждается выходами метаморфических пород в бассейне р. Иомраутваам (с участием амфиболитов и слюдяных сланцев, иногда с гранатом), а также развитием в зоне северной границы поднятия цепи заполненных межгорными палеогеновыми отложениями узких продольных грабенов, возможно, свидетельствующих о наличии в местах их развития относительно жесткого фундамента (см. рис. 41). В других частях Корякской геосинклинали подобных грабен нет.

Строение Хатырского поднятия и возможного его продолжения на запад (см. рис. 41) характеризуется большой сложностью, что показано в ряде тектонических работ. В пределах поднятия выявляется серия тектонических блоков, клиньев, полого залегающих пластин и шарьяжных покровов [4, 44, 58 и др.]. Наряду с палео-

зойскими отложениями, представленными как фациями геосинклинального типа (кремнистыми сланцами, фтанитами, глинисто-алевритовыми отложениями), так и мелководными органогенными известняками, в пределах поднятия пользуются широким распространением серпентинитовые меланжевые комплексы. Наличие геосинклинальных палеозойских отложений позволяет предполагать, что часть меланжевых образований также является палеозойской. С другой стороны, к Хатырскому поднятию примыкают развитые к северу от него поля мезозойских меланжевых образований центральной части Корякской геосинклинали, поэтому присутствие их среди блоков палеозойского основания Хатырского поднятия также возможно. Расшифровка первичного строения зоны Хатырского поднятия представляет собой, таким образом, сложную задачу. Однако существование в восточной части Корякской геосинклинали отторженцев палеозойского фундамента, первоначально связанных с ее северо-западным обрамлением, остается вероятным, в частности, и потому, что должна была существовать структура, отделявшая Корякскую геосинклиналь от открытого Тихого океана. Наличие такой разделяющей структуры типа островной дуги в юго-западной (открытой в настоящее время в Охотском море) части Корякской геосинклинали в виде Камчатского поднятия (Ганамского выступа древнего фундамента) является несомненным.

Таким образом, распространение палеозойских отложений в Хатырских блоках также не может служить подтверждением существования палеозойской геосинклинали на месте основных прогибов Корякской мезозойской геосинклинали. Выходами палеозойских отложений на поверхность, которые не могут быть отнесены к обрамлению Корякской геосинклинали и бесспорно принадлежат внутренней мезозойской ее части, являются упомянутые блоки в бассейнах рек Вааги—Мукарылян—Березовых.

Площадь бассейнов названных рек отличается большим своеобразием. Палеозойские отложения, среди которых по фаунистическим находкам установлены верхнесилурийские, нижне- и средне-, верхнедевонские, нижне- и среднекаменноугольные и верхнепермские (т. е. те же, что известны в пределах Таловско-Майнского поднятия), слагают беспорядочно рассеянные изолированные тектонические блоки размером от десятков и сотен метров до первых километров. Блоки эти называются экзотическими «утесами», тектоническими отторженцами, клиппенами [31, 81]. «Утесы» встречаются в районе выходов песчано-алевритовых отложений готеривского или валанжин-готеривского возраста, а также среди труднорасчленяемых тектонизированных масс существенно мафического состава, условно датируемых на разных участках как докембрий, карбон, пермо-карбон и валажин. Указанные, несомненно испытавшие далекое перемещение блоки не могут быть свидетельством палеозойского возраста геосинклинали в месте их распространения. С эдукционной точки зрения их следует считать отторженцами, отделенными от подножия континенталь-

ного склона в месте выхода глубинного материала на поверхность (т. е. в зоне Таловско-Майнского поднятия) и транспортированными в глубь геосинклинали вместе с эдукционным фундаментом. Не исключено, что часть этих отторженцев создана оползнями с континентального склона; к такому предположению приводит наблюдающиеся в некоторых случаях частичное или даже полное окружение блоков палеозойских пород песчано-сланцевыми отложениями верхнего триаса, которые тоже отделены от отложений неокома несогласными с напластованием и картируемым как тектонические контактами.

Г. Г. Кайгородцев описал включения многометровых глыб палеозойских известняков в верхнетриасовых осадках [31]; подобные соотношения, а также случаи перекрывания палеозойских отложений верхнетриасовыми отмечены и при позднейших исследованиях (А. Д. Цветков, Эр. Б. Невретдинов и др.). В соответствии со сказанным, не имеет под собой оснований и условная датировка как палеозойских распространенных в Ваежском районе (и в некоторых других) немых динамометаморфизованных сланцев.

Таким образом, убедительных доводов в пользу понимания Корякской геосинклинали как палеозойской структуры нет. Подход к истории ее развития как раскрытию раздвигового бассейна приводит к выводу о появлении и разрастании этого бассейна только с середины мезозоя. Этот вывод подтверждается: 1) резким наложением Корякской геосинклинали на структуры раннемезозойской Олойско-Аньюйской системы; 2) послетриасовым (возможно с верхами моря) возрастом осадков в чехле ее палео-Азиатского континентального склона; 3) отсутствием достоверно датированных осадков древнее позднечурских в ее центральной части при перекрывании ими в ряде случаев офиолитового фундамента геосинклинали [4, 44, 48, 58 и др.]. Наиболее вероятным временем заложения первичного раскола, положившего начало развитию геосинклинали, следует считать конец триаса.

Форма раскрытия. С эдукционной точки зрения фундамент Корякской геосинклинали образовался путем выдвигания его в юрско-меловом Таловско-Майнском желобе. Со стороны Тихого океана новый, возникший в конце триаса — начале юры бассейн, резко несогласно наложившийся на структуры существовавшей ранее Олойско-Аньюйской геосинклинали системы, был организован островной Хатырско-Камчатской цепью — островной дугой, основание которой отторглось от северо-западного обрамления Корякской геосинклинали с момента ее заложения. Состав этого основания, как и самого северо-западного обрамления, таким образом, должен был быть разнородным. Если в юго-западной и центральной частях дуги, располагавшихся против древних Охотского и Омолонского массивов в части Корякской геосинклинали, находящейся сейчас на дне Охотского моря), в составе основания дуги должны были принимать участие отторгнутые блоки древней континентальной литосферы (один из таких блоков мы можем

наблюдать в виде Ганамского выступа Восточной Камчатки), то северо-восточная часть дуги располагалась против области Олойско-Анюйской геосинклинали. Олойско-Анюйская геосинклинальная система состояла из ограниченных блоками древней консолидированной литосферы геосинклинальных прогибов палеозойского и раннемезозойского возраста, разделявшихся Яркан-Нутесыньским поднятием типа островной дуги и, возможно, другими подобными структурами. Все структурные зоны имели отчетливое северо-западное простираание и в настоящее время резко обрываются северо-западной границей Корякской геосинклинали. Очевидно, где-то на юго-востоке должно существовать и смещенное их продолжение; местом, где следует искать это продолжение, как по пространственному положению, так и по составу слагающих пород является Хатырское поднятие. Отделение его от структур северо-западного обрамления геосинклинали, если сделанное предположение верно, происходило при неполном закрытии существовавших ранее геосинклинальных структур (Олойско-Анюйской области), что обуславливает особую сложность строения и дислокаций Хатырской зоны отторженцев.

Если перед Корякской геосинклиналью существовала ограничивающая ее островная дуга, должна была существовать и располагающаяся под ней эдукционная сейсмофокальная зона с выходом ее на поверхность в зоне глубоководных желобов на океанической стороне дуги. В этом случае Корякская геосинклиналь представляла собой отделенную островной дугой от океана окраинное море, ограниченное двумя сейсмофокальными зонами — на внутренней границе в зоне Таловско-Майнского желоба и на внешней к юго-востоку от Хатырско-Камчатской островной цепи. Строение мезозойской Корякской геосинклинали оказывается, таким образом, подобным строению современного Филиппинского моря. Очевидно, в случае существования подобной двойной системы наклоненных в одну сторону эдукционных сейсмофокальных зон, вытекание глубинного материала из внешней, выходящей в открытый океан, зоны вызвало отделение островной дуги и открытие позади нее окраинного моря; другая эдукционная зона (в данном случае Таловско-Майнская) обеспечивала поступление материала для построения дна раскрывающего моря и была, следовательно, вторичной. В пределах площади, располагающейся между Таловско-Майнской зоной и Хатырским поднятием, в Корякской геосинклинали, согласно приведенной модели, должен повсеместно существовать подстилающий осадки океанический фундамент эдукционного происхождения, возраст же перекрывающих его осадков должен последовательно удревняться от Таловско-Майнской зоны (без осадков континентального склона) в направлении Хатырского поднятия.

Эдукционный фундамент. На протяжении десятков километров своего пути перед выведением на земную поверхность вещество выдвигающегося крыла эдукционной зоны непрерывно взаимодействует с материалом неподвижного континентального крыла,

разрушая его и само подвергаясь разрушению. Это явление обусловлено отвердеванием (в результате остывания) материала выдвигающегося крыла. Мощность зоны разрушения вдоль эдукционной поверхности при амплитуде относительного перемещения твердых масс в ее крыльях в десятки — сотни километров должна, судя по известным мощностям тектонических продуктов в разломах с менее значительными амплитудами перемещений, составлять несколько километров. Часть продуктов тектонического разрушения в ходе эдукционного выдвигания неизбежно выводится на земную поверхность: таким образом геосинклиналиная (океаническая) кора эдукционного происхождения должна нести в своей верхней части покров тектонических образований в основном мафического, ультраосновного и основного состава, соответствующего материалу мантии и нижних частей континентальной земной коры, а также смешанного состава с участием пород гранитного континентального слоя. Как представляется автору, в пределах Корякской геосинклинали могут быть выделены три основные разновидности эдукционного фундамента: меланж, микромеланж и низкотемпературные метаморфические сланцы.

Меланж встречается на разных участках Корякской геосинклинали [4, 5, 44, 58, 81 и др.]. Он представляет собой тектоническую смесь, часто пестрого состава, во многих случаях существенно серпентинитовую. Содержащиеся в нем беспорядочно рассеянные угловатые и тектонически окатанные включения изменяются в размере от мелких обломков до крупных глыб, среди которых встречаются тектонические отторженцы в сотни метров и более. Обломки и глыбы представлены различной степени серпентинизированными гипербазитами, габброндами, метаморфическими породами различных фаций, от эклогитовой до зеленосланцевой (в том числе глаукофан-лавсонитовыми), различного происхождения палеозойскими образованиями и др. Происхождение меланжа сложное и в разных случаях возможен его разный генезис. Образование меланжа чаще всего связывается с надвиговыми и шарьяжными дислокациями, развившимися в ходе складчатых преобразований. Перекрывается меланж отложениями верхней юры и неокома [44, 58]. Следовательно, он составлял дно раскрывшейся геосинклинали уже в начале осадконакопления и задолго до развития в ней процессов складкообразования. Такое положение вполне согласуется с высказанным мнением об эдукционном его происхождении. Само по себе широкое распространение меланжа, представленного существенно серпентинитовыми разновидностями, свидетельствует о выведении на поверхность в ходе развития геосинклинали крупных масс мантийных уровней, что и составляет сущность процесса эдукции.

Микромеланж. Если распространение меланжа в Корякской и других геосинклиналах широко освещено в литературе, то вопрос о существовании там же, а также в фундаменте современных океанов, крупных масс микромеланжа поднят автором недавно [83, 85].

На площади Корякской геосинклинали в разных ее частях пользуются значительным площадным распространением труднодиагностируемые тонкозернистые породы мафического состава, определяемые большей частью как измененные до полной утраты первоначальной структуры базальты, спилиты, диабазы, особенно часто туффиты, туфы и т. д. Обычно это легко разделяющиеся в руках, мелкотрещиноватые темные породы, несущие по трещинам обильные притертые поверхности со штриховкой. Характерно распространение в них сети тонких беспорядочных прожилков, выполненных цеолитами (во многих случаях анальцимом), кальцитом, кварцем, иногда пренитом, тальком и др. Под микроскопом в породах большей частью наблюдается тонкозернистая малопрозрачная масса, в которой выделяются участки с обрывками параллельных текстур, состоящие из агрегата тонкочешуйчатого хлорита, иногда серпентина; в ряде случаев распознаются зерна и скопления актинолита и других вторичных роговых обманок, эпидота, цоизита, непрозрачного рудного и т. д. Отнесение такого рода образований к вулканогенным породам основано на их мелнократовом составе, площадном распространении, обычно не предполагаемом для тектонических продуктов, и залегании в основании терригенных осадочных разрезов. От определений возраста перекрывающих или выходящих поблизости осадков обычно зависит и датировка рассматриваемых пород; в Корякской геосинклинали она принимается на разных участках, в зависимости от окружающей обстановки, докембрийской или раннепалеозойской (например, вблизи отторженцев палеозойских пород в Ваежском районе и на некоторых участках центральной части геосинклинали — верховьях р. Великой, бассейне р. Лесной и некоторых других — где оценка возраста проводилась по степени метаморфизма), позднеюрской и неокомовой (наиболее часто), кампанской и маастрихтской (в южной части геосинклинали).

Изучение пород указанного типа в отдельных участках Корякской геосинклинали, а также в пределах Олойско-Ануйской геосинклинальной области (где они имеют иную датировку, но совершенно тот же характер), привело автора к выводу, что они представляют собой перетертый материал тектонического происхождения, различного, но в преобладающей части основного и переходного к ультраосновному состава, т. е. аналогичный материалу основной массы многих разностей меланжа. Это мафические катаклазиты и милониты, имеющие чрезвычайно широкое распространение. Часто ультраосновной материал в их состав, как правило, не входит, так как в перетертом виде он имеет существенно серпентиновый состав и диагностируется как серпентинит; но многочисленные серпентинитовые тела различных размеров всегда сопутствуют сколько-нибудь крупным полям микромеланжа.

Будучи отнесенным к вулканогенным образованиям, микромеланж включается в стратиграфические подразделения вместе с перекрывающими его (залегаящими поблизости) осадочными

породами. В соответствии с составом осадков такие толщи описываются как вулканогенно-осадочные, кремнисто-вулканогенные (ввиду часто наблюдаемого широкого распространения в перекрывающих отложениях кремнистых осадков), туфогенно-кремнисто-терригенные и т. д. Очевидным противоречием при выделении таких стратиграфических подразделений является резкий контраст между предполагаемым глубоким изменением вулканогенных пород и незначительным, легко допускающим их диагностику, метаморфизмом перекрывающих осадков.

Породы указанного характера хорошо известны геологам, работающим в районе Корякской геосинклинали. Для их обозначения в полевой терминологии распространилось даже условное название «шухобить» (слово это на одном из областных наречий, как пояснил автору знакомый с его происхождением А. Д. Чехов, означает жмых, что довольно точно отражает особенности породы). «Шухобитью», или «шухой», в разговоре и полевых описаниях называют неопределимую дезинтегрированную массу, представляющую собой в большей части базитовый микромеланж, но частично представленную также пространственно сопровождающими его сильно катаклазированными песчаниками, алевропесчаниками, кремнистыми сланцами. Появление этих пород в общих полях с микромеланжем вполне объяснимо, так как микромеланж — это непрочная масса, легко поддающаяся различным деформациям, вследствие чего интенсивным деформациям часто подвергаются и перекрывающие его породы.

Низкотемпературные метаморфические сланцы зеленосланцевых фаций часто отмечаются в тесной пространственной связи с образованиями типа микромеланжа; между теми и другими существуют постепенные переходы. В различных частях территории Корякской геосинклинали описываются амфибол-хлоритовые, актинолитовые, эпидот-амфиболовые, альбит-эпидот-актинолитовые и другие виды сланцев, в том числе глаукофановые и глаукофан-лавсонитовые (в хребтах Пекульней, Ваежском, Чирынайском и других районах). Последние принято относить к фации «голубых сланцев», считающихся характерной принадлежностью зон субдукции. Однако условия образования, отражаемые глаукофаном и лавсонитом — высокие давления при относительно низких температурах, — в равной мере отвечают процессу эдукционного выдвигания. Последний объясняет также массовый вынос к поверхности продуктов подобного метаморфизма (см. гл. II).

Перечисленные образования в совокупности образуют преобладающую часть известных выходов фундамента Корякской геосинклинали. Особенностью строения Корякской геосинклинали (как, по-видимому, и других геосинклиналей аналогичного происхождения) является резкое разграничение осадочного чехла и перекрываемого им фундамента, если относить к последнему наряду с другими породами описываемый в большинстве случаев в качестве вулканогенных образований микромеланж. Переслан-

вание предполагаемых вулканогенных пород такого рода с осадочными указывается относительно редко и каждый раз может быть подвергнуто сомнению ввиду сложного и тектонического строения соответствующих площадей. Тектоническое переслаивание осадочных пород, например, с крупнообломочным меланжем представляет собой известное явление [4, 58 и др.]. Во всяком случае, описание зон переслаивания относятся к пограничным между выходами фундамента и осадочного чехла участкам; в средних и верхних частях осадочных разрезов вулканогенных горизонтов (за исключением естественных вблизи наземных вулканов туфовых и туфопесчаниковых слоев), как правило, не указывается*. Для Корякской геосинклинали, таким образом, характерно то же соотношение между осадочным чехлом и фундаментом, которое устанавливается глубоководным бурением в окраинных морях и на всех участках океанов, прилегающих к желобам: тот и другой резко разделены и между ними не существует промежуточной зоны переслаивания.

Единственная известная автору площадь в пределах Корякской геосинклинали (с исключением из нее, в соответствии со сказанным, Хатырских блоков), на которой развиты покровы несомненных, т. е. определяемых по прямым признакам (наличию вкрапленников и основной массы с обычными для эффузивов структурами), вулканических пород, расположена в бассейне р. Научирынай (левый приток р. Великой) к югу от хр. Зубчатый. Эффузивы основного состава (андезито-базальты) с ясно различной макроскопически порфировой структурой перекрывают здесь серпентинитовый меланж Ягельной зоны (по А. А. Александрову) и перекрываются терригенными валанжинскими отложениями. В целом же распространение достоверно определяемых эффузивов на площади Корякской геосинклинали очень невелико.

Возраст подошвы осадочного чехла. При эдукционном выдвигании фундамента геосинклинали в желобе, расположенном на одном ее краю, осадочный чехол геосинклинали приобретает асимметричное строение: возраст основания осадков в этом чехле с удалением от желоба удревняется и возрастной диапазон всего разреза увеличивается (см. рис. 36). В самом желобе до тех пор, пока действует эдукционный механизм, присутствует лишь слой наиболее молодых осадков (что наблюдается и в современных желобах). Фации осадков, отлагающихся в желобе и транспортируемых затем в сторону геосинклинали, распространяются в результате эдукционного процесса на всю площадь геосинкли-

* Исключение составляет площадь бассейна р. Пикасыявая — левобережья р. Укэляят, где на существующих картах изображается чередование двух мощных толщ измененных основных вулканических пород и двух толщ немых осадочных отложений, одинаково датировемых на основании сопоставлений с соседними районами кампаном (В. Э. Пинтэ). По всей видимости, здесь имеет место сдвоенный разрез, повторившийся в соседних крупных блоках, с налеганием в обоих случаях, осадочных отложений, возможно, несколько различного возраста, на эдукционный фундамент.— *Прим. автора.*

нали, в зависимости от расстояния от желоба возраст их меняется.

В большинстве случаев налегающими на породы тектонизированного фундамента Корякской геосинклинали или распространенными в ближайших выходах оказываются однообразные серые бескарбонатные песчано-алевритовые отложения, массивные или со слоистостью, в ряде случаев градационного типа. На значительных площадях эти отложения не содержат фауны, что создает много трудностей при их картировании; однако встречается участки, где они фаунистически охарактеризованы — как правило, малочисленными видами пелеципод и аммонитами.

Принято считать, что на северо-западе, в зоне Таловско-Майнского поднятия, нижними членами осадочного разреза, налегающими на предположительно вулканогенные отложения (т. е. микромеланж), являются отложения валанжина. Последние вместе с породами группы микромеланжа часто включаются в состав единой пекульней-веемской свиты, датируемой валанжином или, на основании сопоставления с восточными районами Корякской геосинклинали, верхней юрой — валанжином. Определение валанжинского возраста базируется на наблюдениях в хр. Пекульней, где породы группы микромеланжа выходят на поверхность вблизи терригенных отложений с фауной валанжина, но без непосредственно наблюдаемых контактов. Находки фауны берриаса — валанжина, отнесенные к той же пекульней-веемской свите, известны также в Таловско-Майнском поднятии. Однако эти участки расположены вблизи границы между основанием континентального склона и океаническим фундаментом геосинклинали, поэтому выходящие на них отложения могут принадлежать и первому и второму; при этом определенно известно, что отложения некома участвуют в сложении чехла континентального склона. Для решения вопроса о возрасте осадков, налегающих на геосинклинальный фундамент в районе желоба, нужны прямые наблюдения, исключающие возможность придания тектоническим контактам значения стратиграфических, и такие наблюдения имеются.

В верховьях р. Веснованной в южной половине хр. Пекульней В. И. Шкурским и Г. П. Тереховой описана отчетливо прослеживающаяся на протяжении нескольких километров линия налегания фаунистически охарактеризованных отложений баррема — апта с постоянным галечниковым горизонтом в основании на комплексе кремнистых и зеленокаменноизмененных пород с телами серпентинитов (относимых к вулканогенной части пекульней-веемской свиты). На баррем-аптские отложения налегают альб-туронские и затем более молодые верхнемеловые обломочного и туфогенно-обломочного состава. Очевидно, это налегание на офиолит-микромеланжевый комплекс и указывает время, с которого началось накопление осадочной толщи, наблюдаемой в настоящее время на собственно океаническом основании в Таловско-Майнской зоне.

К югу от хр. Пекульней, на восточном склоне Таловско-Майнского поднятия в бассейне р. Утесики и южнее вместе

с многочисленными выходами типичного микромеланжа и меланжа [4, 81 и др.], находится сложно дислоцированная песчано-алевритовая с гравелитами и конгломератами толща, называвшаяся алганской. Она также налегает на предположительно вулканогенные (т. е. микромеланжевые в нашей трактовке) образования. Толща плохо охарактеризована фаунистически, но в южных ее выходах В. Ф. Белый и В. Г. Кальяновым собрана сеноман-туронская фауна (в первом случае принимавшаяся первоначально за сенонскую, но позднее переопределенная). В. Г. Кальяновым в нижнем течении р. Чивэтыквеем была встречена также фауна позднего валанжина, однако, судя по описаниям, она заключена в экзотических глыбах, возможно, подобных останцам Ваежского района: это несколько встреченных на водоразделе р. Правый Коначан останцовых выходов тонкослоистых яшм, резко отличающихся от распространенных вблизи них песчано-сланцевых отложений.

Если считать эту фауну как привнесенную в обломках более древнего происхождения, в соответствии с остальными фаунистическими находками алганская толща должна датироваться как сеноман-туронская с возможным более древним (апт-альбским?) возрастом ее основания. Продолжением алганской толщи (которую, вероятно, лучше называть формацией) на юго-запад можно считать полосу песчаных и песчано-алевритовых осадков, охарактеризованных редкой апт-альбской фауной, прослеживающуюся на правом берегу р. Майн до его верховьев. Все вместе отложения указанных участков, начиная от хр. Пекульней, составляют единую полосу около 400 км протяженностью, которая может приниматься за единую структурно-формационную зону — призму осадков, заполнившую желоб с момента прекращения процесса эдукционного выдвигания и имеющую баррем-аптский возраст основания.

Этот вывод согласуется с данными о возрасте осадков, перекрывающих эдукционный фундамент Корякской геосинклинали в поперечном к ее простираению направлении на юго-восток. Юго-восточнее полосы развития алганской формации, в бассейне рек Ваеги — Мукарыляя — Березовые, терригенные отложения, перекрывающие динамометаморфизованные сланцы, меланж, палеозойские и позднетриасовые породы экзотических глыб и отторженцев, охарактеризованы фауной готерива. Здесь выделяются также отложения валанжина, возраст которых обосновывается, однако, наличием неопределимых фаунистических остатков, находимых вместе с обломками раковин иноцерамов (бассейн Ваеги). Иноцерамы в раннем мелу (как считают Г. П. Терехова и другие), появились в Корякской геосинклинали только в готериве (до этого были распространены лишь бухии); поэтому основание осадочного разреза в Ваежском районе скорее всего следует полностью отнести к готериву. То же можно сказать о прилегающих с востока верховьях р. Пырканайваам, где отнесенные к валанжину породы тоже содержат обломки иноцерамов.

Достоверные находки валанжинской фауны обнаружены только юго-восточнее, в центральной части Корякской геосинклинали (см. рис. 41). В верховьях р. Великой встречается фауна позднего валанжина и готерива. Юго-восточнее (правобережье Койвэрэлана и Великой) наиболее древние фаунистические находки имеют средневаланжинский возраст. Фауна всего валанжина, включая ранний, встречается далее на восток в юго-восточной половине геосинклинали, в зоне развития чирынайской осадочной серии и чирынайского (ягельного) меланжа. Еще южнее, в верховьях рек Чирынай, Научирынай и др., вместе с блоками и пластинами гранитоидных и осадочных палеозойских пород, свидетельствующими, очевидно, о близости хатырских островодужных отторженцев, появляется фауна берриаса и поздней юры (волжского века) (см. рис. 41).

На основании сказанного можно сделать вывод, что возраст основания осадочного разреза Корякской геосинклинали удревняется с северо-запада на юго-восток, т. е. происходит одностороннее наращивание фундамента с северо-запада. Эдукционное раскрытие геосинклинали, согласно этим данным, протекло со второй половины юры и прекратилось в барреме или апте. Соответствующий промежуток времени можно оценить в 25—30 млн. лет; при наиболее вероятной скорости эдукционного процесса порядка нескольких (допустим, 3—4) сантиметров в год за указанный срок мог раскрыться геосинклинали бассейн шириной более 1000 км, т. е. шире Японского моря. Под воздействием последующей складчатости ширина отвечающей ему площади сократилась до 250 км и менее.

Осложнения раскрытия геосинклинали и миграция геосинклинальных бассейнов после раннего мела. Вряд ли геосинклиналь, достигавшая размеров современных морей, могла развиваться без дополнительных структурных осложнений. Несомненно существование их и в Корякской геосинклинали. В центральной ее части, в бассейне р. Великой, располагается Великоречинский прогиб, выполненный конгломерато-песчано-алевритовыми аптальбскими и в основном сеноман-туронскими отложениями мощностью более 2,5 км. Они смяты в линейные, хорошо дешифрирующиеся складки северо-восточного простирания (см. рис. 41). Прогиб имеет четкие ограничения: на северо-западе это Березовский разлом — один из крупнейших в Корякской складчатой области, на юго-востоке — Тамватваамская зона разломов. Рассмотренную выше площадь с позднеюрско-неокомовым возрастом подошвы осадочного чехла, налегающего на эдукционный фундамент, Великоречинский прогиб разрывает на две части; юго-западнее бассейна Великой прогиб, видимо, не продолжается.

Можно полагать, что Великоречинский прогиб образовался путем разрыва дна уже образовавшейся геосинклинали. Разрыв (раздвиг), вероятно, сопровождался возникновением новой эдукционной зоны, развившейся внутри геосинклинали на месте нынешнего Березовского разлома. Об этом можно судить по возды-

манню в альбе — туроне северо-западного крыла этого разлома. Вследствие этого воздымания к северо-западу от Березовского разлома в полосе шириной 25—30 км отсутствуют отложения апта, альба, сеномана и турона, распространенные юго-восточнее в Великоречинском прогибе и северо-западнее в зоне Таловско-Майнского поднятия; кампанские отложения в этой полосе непосредственно ложатся на неокомовые (верховья рек Мукарылян и Березовых).

Сама зона Березовского разлома состояла в основном из нарушений, наклоненных на северо-запад, о чем можно судить по серии наклоненных на северо-запад чешуй разнообразного, в том числе гипербазитового и микромеланжевого состава в южной части хр. Рарыткин, и содержала значительное число пластин и чешуй серпентинитов и микромеланжа, прослеживающихся цепью вдоль всего Березовского разлома. Наиболее древние отложения Великоречинской впадины приурочены к ее юго-восточному ограничению (тамватнейская свита апта—альба), что, возможно, указывает на ее эдукционную асимметричность. Согласно высказываемой точки зрения в апте—альбе в зоне Березовского разлома в месте разрыва эдукционной коры неокомового возраста заложилась новая эдукционная зона. В висячем крыле последней, как всегда в активных областях подобного рода, возникло изостатически неуравновешенное поднятие, исчезнувшее вследствие компенсационного опускания в конце турона, с прекращением раскрытия Великоречинского прогиба.

Начало раскрытия Великоречинского прогиба совпало с прекращением эдукционной деятельности в Таловско-Майнском желобе, захоронение которого началось в барреме—апте. Таким образом, в апте—альбе произошла смена эдукционных зон с перемещением линии эдукционного выдвигания на юго-восток, в направлении общего вытекания глубинного материала, с сохранением также направления выдвигания. Как видно из сказанного, это не было миграцией одной зоны, а замена одной зоны другой, возникшей на новом месте.

Со времени раскрытия Великоречинского прогиба Корякская геосинклиналь, по-видимому, вступила в новую стадию развития: созданный в поздней юре—неокоме ее эдукционный фундамент, достигнув значительной ширины, начал подвергаться продольным разрывам (рис. 42 и 43). После образования Великоречинского прогиба к югу и юго-востоку от него возник еще ряд прогибов и впадин на океаническом основании, последовательно перемещавшихся на юго-восток и испытавших при этом разворот простираний от северо-восточного к восточно-северо-восточному и субширотному, приближающемуся к современному структурному рисунку ограничений северо-западной части Тихого океана. Мы не будем останавливаться здесь на подробностях их развития, так как имеющиеся данные пока, по-видимому, не дают возможности проследить изменения возраста основания осадков в каждом из вновь раскрывающихся бассейнов, т. е. получить прямые

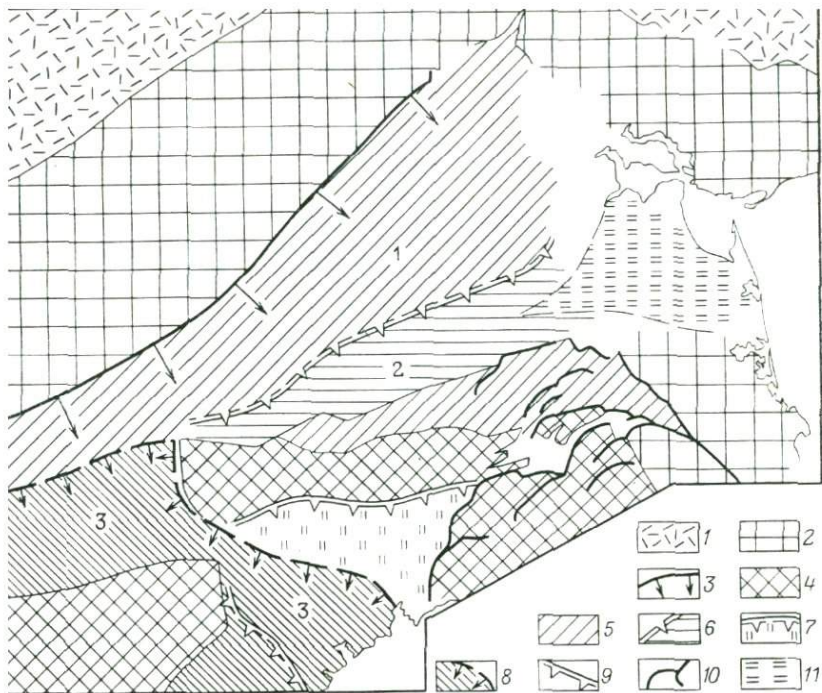


Рис. 42. Схема развития Корякской геосинклинали

Охотско-Чукотский вулканический пояс; 2 — континентальный склон юры и неокома; линия эдукционного выдвигания в юре и неокоме (Таловско-Майнская зона и ее протенне); 4 — блоки Камчатско-Хатырской островной дуги; 5 — эдукционная кора поздней и неокома; 6 — линия эдукционного выдвигания, возникшая в апте—альбе (Березовский м), и эдукционная кора апта—турона; 7 — линия эдукционного выдвигания, возникшая в сямте, и эдукционная кора коньяка—раннего сантона; 8 — линия эдукционного выдвигания, возникшая в сямтоне, и эдукционная кора сантона—эоцена; 9 — возможная линия эдукционного выдвигания предмаастрихтского возраста; 10 — система крупных надвигов восточной части Корякского нагорья; 11 — площадь позднекайнозойских растяжений и деструкции, я наиболее ранней складчатости; 1 — альб—турон, 2 — кампан, 3 — олигоцен—миоцен

детельства эдукционного развития. Этому мешают сложные локации и относительно небольшие размеры новых бассейнов. Иако общее перемещение вновь раскрывающихся геосинклинальных бассейнов к юго-востоку, давно известное и отмеченное многими исследователями, подтверждает эдукционный характер развития всей геосинклинальной Корякской области.

Образование новых впадин сопровождалось выведением на поверхность нового тектонизированного базит-ультрабазитового магмента, выходы которого распространены в юго-восточной, более молодой части Корякской геосинклинали, чрезвычайно широко. По направлению с северо-запада на юго-восток этот фундамент перекрывается все более молодыми осадками. Возраст осадков совместно с ним, равно как приводимая датировка

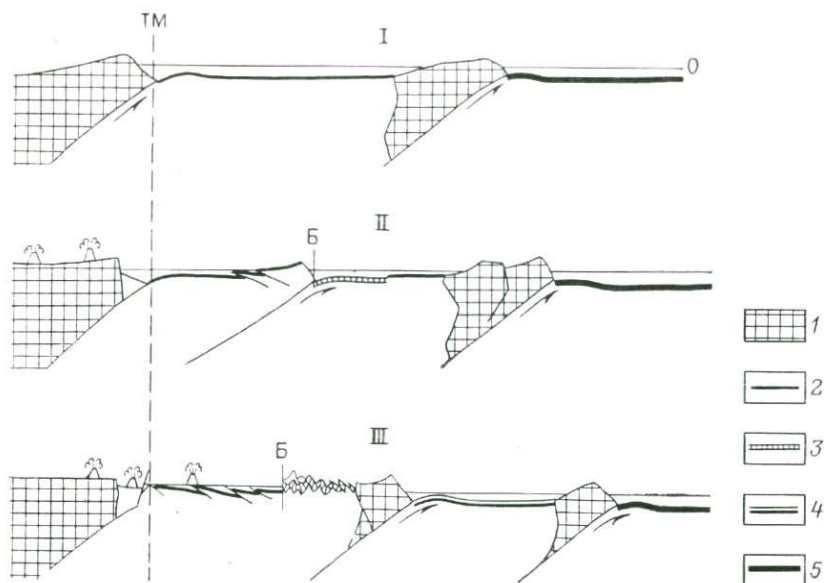


Рис. 43. Раскрытие Корякской геосинклинали

I — поздняя юра—неоком, II — апт—турон, III — сантон—эоцен. 1 — литосфера окраины континента и основания Камчатско-Хатырской островной дуги; 2 — эдукционная кора юрско-неокомового возраста; 3 — то же, апт-туронского; 4 — то же, сантон-эоценового; 5 — эдукционная кора окраины открытого океана. Стрелками показано направление эдукционного выдвигания глубинного вещества. Положение Таловско-Майнского желоба (ТМ) обозначено вертикальным пунктиром, Б — Березовский разлом

ровка вулканического основания осадочного разреза и «серпентинитовых интрузий», по существу, указывают на время образования геосинклинальных впадин. К югу от рассмотренной выше площади развития эдукционного фундамента неокомового возраста возраст фундамента, определяемый по указанным признакам, последовательно омолаживается от сантон-коньякского до маастрихтского. После заполнения и прекращения раскрытия в туроне Великоречинского прогиба к югу от него образовался (главным образом в сантоне и кампане) сложный Энчываям-Укэляятский прогиб, состоящий, по-видимому, из нескольких различающихся по возрасту впадин. Можно думать, что этот прогиб северо-восточного и субширотного в восточной части простирания рассек ранее единую Олюторско-Хатырскую цепь островодужных отторженцев, разделив ее на две части: 1) северную — Хатырских блоков и 2) южную, за которую мы принимаем Пахачинский блок (см. рис. 38 и 39). Последний лишен выходов на поверхность древнего основания, но характеризуется развитием полого залегающих, главным образом палеогеновых и неогеновых, преимущественно вулканических отложений, при наличии отчетливых границ блока, облекаемых складчатыми структурами палеогеновых и верхнемеловых геосинклинальных осадков. Эти особенно-

сти Пахачинского блока позволяют допускать существование в его границах древнего жесткого фундамента, скрытого на глубине. К югу и востоку от Пахачинского блока и Энчываам-Укэляятского прогиба возник еще более молодой, чем последний, Олюторский бассейн с наиболее древними геосинклинальными отложениями маастрихтского возраста.

Выше уже отмечалось развитие юрско-раннемеловой складчатости в тылу первичной, отвечающей Таловско-Майнскому поднятию, эдукционной зоны; эта складчатость рассматривалась нами как следствие развивающихся в всячем крыле эдукционных зон горизонтальных сжимающих усилий. В дальнейшем, по мере смещения действующих эдукционных зон в юго-восточном направлении, область складчатости, смещаясь вместе с ними, последовательно охватывала их всячие северо-западные крылья. Раскрытие апт-туронского Великоречинского прогиба сопровождалось предальбской (в Таловско-Майнском поднятии — предпозднеальбской) складчатостью, широко проявившейся к северо-западу от прогиба (нижнее течение р. Ваеги и соседние площади). Сама зона Великоречинского поднятия подверглась складчатости в предкампанское время: в ее пределах наблюдаются остатки континентальных маастрихтских отложений, с резким несогласием налегающих на сеноман-туронские, непосредственно же к северо-западу накапливались мощные морские осадки кампана; таким образом, в кампане зона Великоречинского прогиба испытала складчатость и размывалась. Сантон и кампан — время перемещения геосинклинального раскрытия и эдукционного выдвигания на юг, в область Энчываам-Укэляятского прогиба, следовательно, складчатость вновь произошла в всячем крыле новой эдукционной зоны. На северной окраине Энчываам-Укэляятского прогиба складчатость, по-видимому, имеет премаастрихтский возраст; в целом же в пределах прогиба она завершилась в палеогене и может быть поставлена в связь с эдукционным раскрытием современного Берингова моря (свидетельством которого является захороненный желоб на его северо-западной окраине) [92 и др.].

Так же, как складчатость, но с запозданием примерно на 40—50 млн. лет, с северо-запада на юго-восток смещалась площадь магматической деятельности. Образование Охотско-Чукотского вулканического пояса и его перивулканической зоны относилось в основном к концу раннего — началу позднего мела. По мнению В. Ф. Белого, вспышка вулканизма произошла в конце альба [14 и др.]; она может быть связана с перестройкой эдукционной системы, заключавшейся в перемещении фронта выдвигания из Таловско-Майнской зоны на юго-восток. Раннепозднемеловой вулканический пояс обладал отчетливой структурной позицией, располагаясь на площади раннемелового краевого поднятия палео-Азиатского материка. Сенонские излияния уже в значительной части смещены относительно этой площади на юго-восток, в область раннемелового континентального склона. В области раннемелового желоба (Таловско-Майнском поднятии)

начало вулканической деятельности относится к эоцену; в районе Великоречинского прогиба проявление вулканизма имеют позднепалеогеновый—раннемиоценовый возраст, в Энчиваамском прогибе — миоценовый, наконец, еще далее на юго-восток в Пахачинском блоке — плиоцен-четвертичный.

На складчатом основании бывшей Корякской геосинклинали не образовалось непрерывного вулканического пояса, как в мелу на окраине палео-Азиатского континента, возможно, вследствие слишком быстрого перемещения фронта эдукции на юго-восток, но проявившийся здесь магматизм во многом сходен с магматизмом вулканической и перивулканической зон Охотско-Чукотского пояса. Сходство между указанными площадями выразилось также в наличии поперечных плутоно-вулканических линейных цепей магматических структур, проявленных как в перивулканической зоне Охотско-Чукотского пояса, так и на площади испытавшей складчатость Корякской геосинклинали. В пределах последней «струн» магматических структур, возможно, продолжают некоторые подобные им образования Охотско-Чукотского пояса.

Глава V

ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ НА ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТОРОНЕ ОКРАИННЫХ ЖЕЛОБОВ



В результате глубоководного бурения, проводимого с 1968 г. с исследовательского судна «Гломар Челленджер», получен огромный материал о строении океанического дна. Наименьшим по объему он оказался, однако, в части, относящейся к глубоководным желобам. Одной из причин этого явилась большая глубина желобов, превышающая длину колонны буровых труб на корабле (7 км). Однако и в доступных бурению относительно неглубоких желобах (Рюкю, Центрально-Американском и Эллинском) бурение не носило систематического характера и имеющиеся данные во многом неполны. Помимо бурения непосредственно в желобах, сведения, необходимые для оценки происходящих в них тектонических процессов, могут быть получены для всех глубоководных желобов при бурении на прилегающих участках океанического дна, начиная от океанического вала, глубины которых не превышают 5—6 км. Скважины с таким расположением были пройдены перед фронтом Зондского желоба и описываются в дальнейшем.

Для решения вопроса, происходит ли в желобах эдукция или субдукция (или для проверки субдукционной гипотезы, что также

необходимо), требуется расположение скважин по поперечным к простиранию желобов профилям на расстоянии от желобов в сотни до первых тысяч километров с достижением скважинами подошвы осадочного чехла. То, что пока такие профили не закладывались, нужно отнести к недостаткам программы глубоководного бурения. Объяснением, помимо трудностей проходки скважин при больших глубинах дна, может служить, с одной стороны, возникшая с начала работ направленность их на подтверждение процесса спрединга, и, с другой,— по-видимому, сложившаяся у большинства участников работ уверенность в реальности субдукции и отсутствии необходимости ее проверять.

Даже очевидные расхождения результатов бурения с субдукционной гипотезой (см. гл. II — данные о результатах бурения в Эллинском желобе) не настораживают в должной мере ее сторонников. Однако сейчас, бесспорно, уже пришло время, когда специальные исследования на внешней стороне желобов стали необходимыми.

Данные, полученные к настоящему времени при глубоководном бурении в районе желобов, по мнению автора, если не свидетельствуют бесспорно об эдукции океанического фундамента в глубоководных желобах, то во всяком случае заставляют отнестись к возможности этого процесса вполне серьезно. Сделанная оговорка имеет в виду не столько сомнение в содержании имеющихся материалов, сколько их количество, слишком ограниченное для получения окончательного и убедительного для всех вывода. Несомненно, что при дальнейшем развитии работ по глубоководному бурению исследование океанического дна вблизи желобов должно стать первоочередной задачей. При этом проверка модели эдукции должна входить в программу работ.

ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКАЯ И КОКОСОВАЯ КОТЛОВИНЫ (БАССЕЙН УОРТОНА)

Индийский океан окружен в основном континентальными границами пассивного типа, не сопровождающимися вулканическими поясами и сейсмофокальными зонами. Исключение составляет северо-западная часть Индийского океана, примыкающая к Зондскому желобу и Зондской островной дуге. Она занимает обособленное положение, будучи отделена от остальной части Индийского океана, несущего явные признаки спредингового происхождения, с западной стороны прямолинейным меридиональным Восточно-Индийским подводным хребтом (хребтом «90-го градуса»), протягивающимся более чем на 4 тыс. км, и на юге Западно-Австралийским хребтом и прилегающим к юго-западному окончанию Австралии плато Натуралист. Треугольник, заключенный между указанными хребтами и Зондским желобом, имеет высоту (с северо-востока на юго-запад) около 3 тыс. км и включает разделенные грядой Кокосовых островов Западно-

Австралийскую и Кокосовую котловины. Зарубежные исследователи объединяют их под названием бассейна Уортона.

С эдукционной точки зрения дно океана, примыкающее к желобу, должно отличаться по слоению, особенностям состава и распределению осадков от дна спредингового происхождения — в противоположность субдукционному взгляду, согласно которому дно океанического фундамента перед желобом возникло при спрединге и придвинуто к желобу перед своим погружением.

В приложении к Зондскому желобу, как и во всех других случаях, субдукционная точка зрения несет ряд противоречий. Согласно основной схеме субдукционного движения, образовавшаяся в Срединно-Индийском хребте океаническая кора должна поддвигаться под соседнюю плиту в ближайшем Зондском желобе. Как отмечает Кс. Ле Пишон [38, 39 и др.], субдукция в Зондском желобе (и вместе с тем под Гималаи) имеет особо важное значение для кинематической схемы новой глобальной тектоники потому, что она компенсирует разрастание не одной, а сразу трех расширяющихся плит: помимо соседней Австрало-Индийской, разрастающейся за счет Срединно-Индийского хребта, также Антарктической (расширение за счет Круго-Антарктического хребта) и Африканской (расширение за счет Срединно-Атлантического хребта). Связано это с тем, что последние две плиты не имеют собственных субдукционных зон. Ширина литосферы, поддвинутой в этом случае под Гималаи, должна составить 7000 км [82]. Это относится и к Зондскому желобу.

При предположении о пододвигании океанического дна под Зондскую дугу с очевидностью выступает одно из главных логических противоречий новой глобальной тектоники. В соответствии с известными фактами всеми сторонниками гипотезы спрединга принимается, что спрединговые хребты возникают на месте раскола континентальной литосферы. Таков Срединно-Атлантический хребет, на преобладающем протяжении границ которого субдукционные зоны отсутствуют. Следует ли считать, что границы с субдукционными зонами также примыкали к осевой линии срединного хребта? (т. е. основание Зондской дуги с распространенными в нем палеозойскими породами смыкалось по этой линии с противоположным побережьем Африки или иной частью существовавшего до раскола Гондванского массива). Если это так, то почему при наличии зоны субдукции вырабатываемое при спрединге океаническое дно не погружалось сразу под основание Зондской дуги, а отодвинуло ее на 4 тыс. км? (положение, аналогичное для Тихого океана: при избылии зон субдукции спрединговый фундамент оказался неспособным под них поддвигаться и отодвинул их от оси спрединга на 12 тыс. км). Если же Зондский желоб всегда был удален от оси Срединно-Индийского хребта, что представляло собой пространство между ними первоначально и чем определялась линия заложения спредингового хребта?

Кроме того, в результате глубоководного бурения с судна

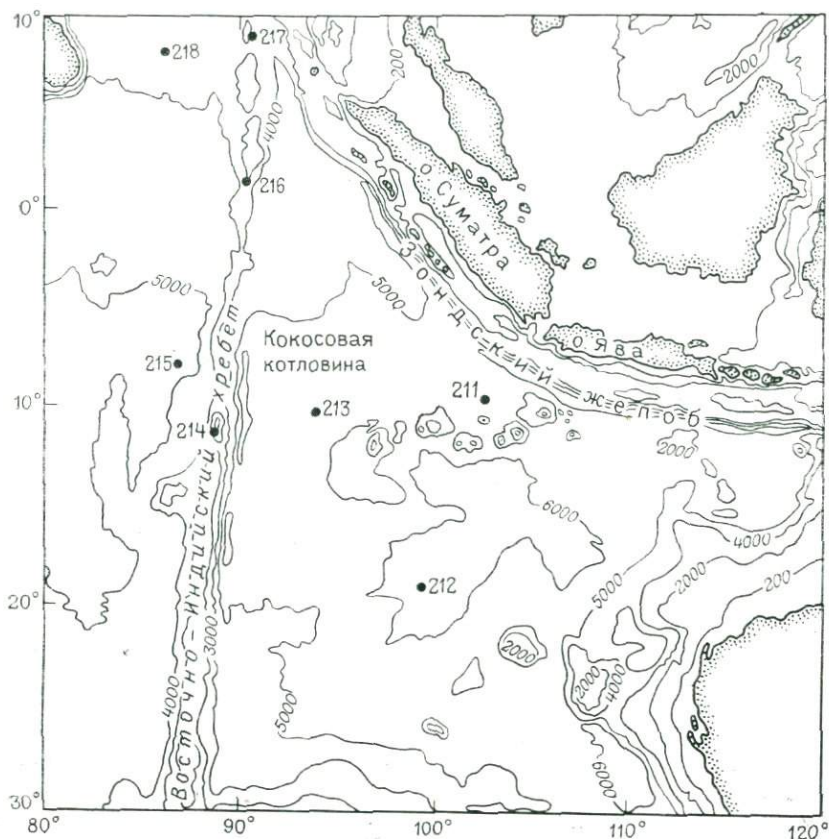


Рис. 44. Скважины глубоководного бурения в бассейне Уортона (перед Зондским желобом). Отчет по глубоководному бурению, т. XXII (1973 г.)

«Гломар Челленджер», проведенного в бассейне Уортона в 1972—1974 гг. в 22, 26 и 27-м рейсах (рис. 44), установлен возраст осадочного чехла, противоречащий схеме Кс. Ле Пишона. Наиболее древним, альбским, оказалось основание осадков в Западно-Австралийской котловине в скв. 256, удаленной от оси Зондского желоба на 1600 км; в скв. 212, удаленной на 1300 км (располагающейся непосредственно к северо-востоку от скв. 256), возраст подошвы осадочного чехла кампанский; в скв. 213, удаленной от желоба на 800 км (правда, в Кокосовой котловине, в то время как первые две находятся в Западно-Австралийской), — позднепалеоценовый. Порядок изменения возраста осадков в этих трех скважинах, таким образом, отвечает эдукции; происхождение дна в Западно-Австралийской и Кокосовой котловинах, разделяемых Кокосовыми островами, как уже говорилось, следует считать идентичным. Эдукционный порядок нарушается в четвертой —

211-й скважине, располагающейся в 200 км от оси желоба на внешнем склоне океанического вала; в основании этой скважины выше коренного фундамента обнаружены наннофоссилии маастрихтского и кампан-маастрихтского возраста [103]. Однако содержащие их глины занимают лишь 18-метровый интервал в основании разреза, несут следы деформаций и отделены от вышележащего непрерывного осадочного чехла почти 400-метровой мощностью с плиоценовым возрастом его нижней части, резким перерывом. Упомянутые наннофоссилии отличаются бедностью состава и несут очевидные признаки переотложения [103]; то же относится и к встречаемым вместе с ними фораминиферам, причем среди них отсутствуют планктонные и присутствуют только бентосные формы, часть которых типична для шельфа.

Как видно из сказанного, есть основания полагать, что истинный разрез в скв. 211 начинается лишь с плиоценовых отложений, в то время как нижележащие отложения с микрофауной позднего мела слагают перемещенное тело оползневого или тектонического происхождения. В этом случае разрез скв. 211 продолжает эдукционную последовательность, устанавливаемую по другим скважинам. Скорость эдукционного перемещения в направлении от желоба, определенная для каждого интервала в отдельности (скв. 256—212—213—211), оказывается близкой и составляет 1—2 см/год. Средняя скорость эдукционного пододвигания, получаемая делением расстояния от желоба до скв. 256 на время, прошедшее после альба (100—110 млн. лет), близка 1,5 см/год.

Но даже если принимать возраст основания осадочных отложений в скв. 211 кампан-маастрихтским, субдукционное пододвигание дна в Зондском желобе по схеме Кс. Ле Пишона также невозможно. Возраст подошвы осадочного чехла в скв. 211, располагающейся у желоба, и в скв. 212, расположенной более чем в 1000 км по направлению, поперечному желобу, оказывается приблизительно одинаковым, а в скв. 256, расположенной еще в 300 км дальше,— существенно более древним, альбским. Это обстоятельство заставило Дж. Склэтэра, Х. фон Борха, Дж. Ниверса и других (рейс 22) существенно пересмотреть схему движения плит в восточной части Индийского океана. Известные в Западно-Австралийской и Кокосовой котловинах магнитные аномалии, имеющие обрывочный характер и преимущественно субширотное простиранье, были интерпретированы как удрежняющиеся с севера на юг, т. е. в направлении, обратном схеме Кс. Ле Пишона. Смысл вводимого усложнения состоял в том, что дно океана к востоку от Восточно-Индийского хребта, в отличие от площади к западу от того же хребта, возникло в результате спрединга не Центрально-Индийского хребта, а гипотетического субширотного хребта, располагавшегося к северу от дна современного Кокосового бассейна и скрывшегося с поверхности Земли в результате субдукции, связанной уже со спредингом Центрально-Индийского хребта. Согласно принятой нумерации магнитных аномалий спрединг в обоих хребтах вначале развивался одновременно и сме-

нился пододвиганием дна бассейна Уортона под Зондскую дугу не ранее второй половины эоцена [103]. Отсюда следует, что до позднего эоцена в бассейне Индийского океана существовало два субпараллельных спрединговых хребта. Следовало пояснить: что представляла собой граница встречающихся площадей наращивания двух хребтов? При каких условиях возникают на океаническом дне два параллельных спрединговых хребта и как соотносить их существование с обычной схемой, согласно которой срединные спрединговые хребты отвечают линии раскола континентальных блоков?

Известно, что в современных океанах таких параллельных хребтов не существует. С другой стороны, сама идея размещения спредингового хребта где-то под землей с нахождением на поверхности только одного его крыла по существу отвечает признанию эдукции (т. е. пододвигания второго крыла вместе с самим хребтом под островную дугу). Вполне очевидно, что само предположение о существовании скрытого спредингового хребта является произвольным. Авторы не объясняют при этом и, что самое главное, не имеют возможности найти основу для объяснений, где находится и чем отмечен на поверхности Земли этот хребет сейчас, и почему нахождение скрытого хребта под Зондской дугой не привело к отличию располагающейся здесь сейсмофокальной зоны от других сейсмофокальных зон, в которых спрединговые хребты не пододвигались. Можно напомнить, что таким же образом — нахождением скрытого под континентом спредингового хребта — Дж. Диксон и Э. Фаррар [99] обосновывали явление эдукции (употребляя этот термин в том же смысле, что и автор настоящей работы) на западной окраине Североамериканского континента (см. гл. III).

В основании осадочного чехла всех скважин в бассейне Уортона обнаружены признаки деятельности подводных потоков, а также большей, чем в настоящее время, близости островного склона. В скв. 211 основание четвертично-плиоценового чехла (который мы предполагаем автохтонным) представлено алевроитовыми песками и глинами с отдельными обломками известковых алевролитов. На последних 50 м кернозахватчиком (кern не был получен) отобран существенно железистый, содержащий до 90 % окислов железа, материал с примесью глины и вулканического пепла. Не исключено, что этот аморфного сложения материал аналогичен по происхождению существенно железистым гелевым осадкам, отложение которых, обусловленное выносом в прибрежную зону минерализованных сольфатарных вод, наблюдалось у Курильских островов К. Н. Зеленовым; тот же автор приводит описание подобных явлений в Индонезийском архипелаге [29]. В скв. 213 в основании раннеэоценового — позднепалеоценового разреза залегает слой аналогичного материала около 5 м мощностью с содержанием, помимо окислов железа (до 80—85 % породы), также окислов марганца. В скв. 212 основание разреза представлено наннофосиллиевыми илами, содержащими

до 30 % испытывших перенос, частично разрушенных фораминифер кампана—маастрихта.

В отчете рейса 23 [103] обсуждается причина находений значительных количеств карбонатного материала в основании разрезов скважин ниже уровня карбонатной компенсации. Предполагается, что она состоит в переносе и быстром захоронении материала, отложенного на более высоком уровне, или же при относительно более глубоком положении уровня компенсации в прошлом. Поскольку первое предположение по ряду соображений может считаться более правдоподобным (в его пользу, в частности, свидетельствуют упоминавшиеся признаки перемыва), при его обосновании следует принимать во внимание первоначальную близость каждого участка дна, в случае эдукционного направления перемещений к склону Зондской островной дуги. Тем самым снимается главная трудность объяснения, переноса карбонатного материала подводными течениями, состоящая в значительной удаленности рассматриваемых участков океанического дна от возвышенных элементов рельефа.

Во всех скважинах бассейна Уортона фундамент осадочного чехла характеризуется значительной измененностью и непостоянным составом слагающих его меланократовых пород. Эти породы диагностируются как палеотипные базальты (спилитизированные, амфиболсодержащие и др.), частично как амфиболиты. Выше (гл. IV) упоминалось, что подобным же образом большей частью определяются древние породы фундамента Корякской и Олойско-Ануйской геосинклиналей, относимые автором к микромеланжу.

Несомненным доказательством вулканического происхождения пород являются ясно выраженные вкрапленники и микролиты. Автору при работе с измененными базитовыми породами фундамента мезозойских геосинклиналей Северо-Востока СССР не раз приходилось отмечать, что указания на присутствие вкрапленников и основной микролитовой массы в них часто носят слишком условный характер. Приняв на основании площадного распространения, места в разрезе, меланократового состава происхождение труднодиагностируемых пород за вулканическое, авторы, описывающие эти породы, обычно следуют общепринятой схеме петрографической характеристики эффузивов, выделяя вкрапленники и микролиты, хотя бы в неясной форме. В какой-то мере тот же подход, возможно, отразился в описаниях, относящихся к микромеланжу пород фундамента, вскрытого в рейсах 22, 26 и 27, хотя без ознакомления с самими породами утверждать это с полной уверенностью, конечно, нельзя.

Помимо постоянного упоминания сильной измененности базальтов и слагающих их минеральных зерен (объясняемой гальмиролизом, подводным выветриванием и гидротермальными процессами), в описаниях пород океанического фундамента бассейна Уортона привлекает внимание ряд особенностей, нехарактерных для обычных базальтов, в частности базальтов срединговых хребтов и палеотипных разностей. Отмечаемые в большинстве случаев

размеры вкрапленников (среди которых почти всегда выделяются составляющие преобладающую их часть микровкрапленники) и зерен плагноклаза в основной массе значительно меньше обычных. Размеры вкрапленников (фенокристов) определяются большей частью в 0,3—1,5 мм, иногда до 2—3 мм (с содержанием их 1—2 %), микрофенокристов 0,06—1 мм и микролитов — от тысячных долей до 0,3 мм. Само разделение на микрофенокристы и микролиты, таким образом, весьма условно*. В некоторых разностях наряду с микролитовой массой или при ее отсутствии отмечается просто тонкозернистая плагноклазовая основная масса. Плагноклаз во всех его проявлениях обычно изменен и в ряде случаев замещен вторичными минералами полностью. Среди последних чаще других упоминаются альбит, глинистая масса, хлорит, кальцит и окислы железа; серицит отмечается редко, а сосюрит, по-видимому, никогда. Вторым по распространенности после плагноклаза указывается клинопироксен в зернах до 0,5 мм, составляющий до 30 % пород; третьей постоянно составляющей их частью является стекло; о нем следует сказать особо.

Стекло слагает интерстиции между зернами других минералов, отдельные участки пород менее определенной формы и обломки. Общее его содержание составляет в большинстве случаев 30—40 % породы, иногда до 60 % и больше. Встречаются отдельные прослои стекла в кернах до нескольких десятков сантиметров и неправильные его выделения. При этом стекло не является перекристаллизованным; оно представляет собой бурую под микроскопом, часто зеленую, черно-зеленую макроскопически, недвупреломляющую массу, диагностируемую как стекло именно благодаря последнему обстоятельству. Однако из изучения древних базальтовых пород на суше хорошо известно, что главным признаком, определяющим их палеотипность, является полностью или почти полностью перекристаллизованное стекло, представленное отчетливо различным под микроскопом кристаллическим агрегатом вторичных минералов. В частности, в спилитах (к которым отнесены многие из вскрытых скважинами глубоководного бурения пород) стекло, как правило, замещено сплошным агрегатом зеленого хлорита, нередко крупночешуйчатого. В породах фундамента бассейна Уортон и других океанических площадей вблизи желобов иногда отмечается хлоритсодержащее стекло, но оно почти не бывает замещено хлоритом полностью. В то же время значительная часть стекла, согласно описаниям, полностью замещена глинистым веществом, окислами железа, палагонитом,

* Те же размеры минеральных зерен указываются в описаниях измененных базальтов фундамента, когда они вскрываются перед другими желобами. Так, в скв. 290, 291, 292, 294 и 296 рейса 31 [106], пройденных перед желобами Филиппинским и Рюкю, отмечаются в породах фундамента размеры вкрапленников плагноклаза 0,1—0,5 мм, микровкрапленников плагноклаза и пироксена 0,05—0,5 мм и, соответственно, еще меньших размеров плагноклаз в основной массе. Это на порядок меньше размеров зерен, обычно наблюдаемых в подводных базальтовых излияниях, в частности в спилитах древних комплексов, выходящих на суше.

сметкитом, т. е. такой же нераскристаллизованной массой, как само стекло. В этом заключено очевидное несоответствие между хорошо известными признаками палеотипных основных эффузивов, установленными на суше в случаях, когда эффузивное происхождение пород несомненно, и описаниями пород, получаемых из скважин вблизи желобов.

Представляется весьма вероятным, что материал, принимаемый за стекло палеобазальтов, является милонитовой массой основного состава, относящейся к микромеланжу. Такая масса, кстати (как и милониты более кислых пород), нередко имеет макроскопически стеклоподобный облик.

Можно отметить и другие необычные свойства палеотипных пород фундамента в бассейне Уортона. Выше уже упоминалось нахождение среди них, помимо разностей, относимых к измененным базальтам, амфиболитов, а также переходных между теми и другими петрографических разновидностей. Так, амфиболиты, переходящие в измененные базальты и ограниченные стекловатыми зонами «закалки», описываются в скв. 211. Они принимаются за самостоятельные потоки особой, перенасыщенной водой, базальтовой магмы. Существование таких пород, состоящих в основном (на 80 %) из роговой обманки, весьма сомнительно.

В качестве одного из доказательств вулканического происхождения пород фундамента в отчете по рейсу 22 [103] приводится фотография штуфа из скв. 211, где в зоне постепенного перехода амфиболсодержащего базальта в амфиболит в последнем содержатся светлые шаровидные обособления, сложенные радиально-лучистыми агрегатами плагиоклаза. Авторы отчета считают их вулканической вариолитовой текстурой. Однако подобные образования хорошо известны в метаморфических породах (орбикулярная текстура, образуемая при метасоматических процессах).

В отчетах по глубоководному бурению в рассматриваемых районах приведено ограниченное число микрофотографий пород фундамента; так, для пород скважин 211, 212 и 213 их четыре [103]. Две микрофотографии, относящиеся к скв. 211 (амфиболитов и амфиболсодержащих базальтов) показывают крупные радиально-лучистые образования величиной в несколько сантиметров, типичные для амфиболитов метаморфического происхождения.

Химические анализы пород фундамента бассейна Уортона свидетельствуют о значительных отклонениях их составов от средних составов базальтов и, что нужно особенно подчеркнуть, широких и незакономерных вариациях содержаний порообразующих окислов. Так, в уже усредненных (по нескольким образцам) результатах анализов содержание SiO_2 колеблется в пределах 46—51 % (в конкретных образцах оно понижается до 42—39 %), CaO 6—13 %, MgO 5—9 %, K_2O 0,25—3,26 % (еще в ряде анализов 2,25, 2,41 %, что особенно необычно для базальтов), Na_2O 1,42—3,72. Потери при прокаливании составляют, как правило, несколько процентов. Характеризуя изменения пород, авторы

описаний [103, 105 и др.] относят их к цеолитовой и зеленосланцевой хлорит-кварц-пумпеллитовой фациям метаморфизма.

В породах фундамента, поднятых из скважин, постоянно отмечается наличие прожилков кальцита, цеолитов и пренита. Эта черта, как и ряд других, сближает их с охарактеризованным выше микромеланжем геосинклинальных областей Северо-Востока СССР. Такие прожилки, например, хорошо видны на фотографиях керна скв. 261 (рейс 27). Этой скважиной, расположенной в прилегающей к Австралии юго-восточной части бассейна Уортона (глубоководная впадина Арго), вскрыты наиболее древние в этом бассейне верхнеюрские (верхнекимериджские) осадки и под ними мафический фундамент позднеюрского возраста. Мы не останавливаемся подробно на ее описании, поскольку близкое расположение скважины к северо-западной окраине Австралийского материка (около 20 км от подножья континентального склона) заставляет считать вероятным смещение места ее расположения в бассейне Уортона в послеюрское время на значительное расстояние к северо-востоку вместе с испытывавшим перемещение на северо-восток прилежащим Австралийским материком (гл. III). На существовавшие здесь крайне неспокойные условия осадконакопления начиная с позднего мела указывает разрез скважины, по существу, представленный в верхней части глинистыми олистостромами [105]. Наличие верхнеюрских отложений в скв. 261, однако, свидетельствует о том, что бассейн Уортона существовал уже в поздней юре.

Следует отметить, что отсутствие эффузивов и наличие фундамента, представленного перетертой мафической массой, не являются обязательными при эдукционном процессе. Вулканизм бывает развит в эдукционных бассейнах на океанических валах, кроме того в некоторых случаях он, по-видимому, может проявляться и в других условиях. Поэтому налегание осадков на неизменные вулканические породы не исключает эдукции. Точно так же и наличие отдельных тел, несомненно образовавшихся из расплава пород среди измененной массы неясного происхождения, не является доказательством вулканического происхождения всей толщи, так как в микромеланже, как показывают наземные наблюдения, в ряде случаев содержатся относительно молодые жильные тела и дайки. Наконец, в эдукционное основание бассейна могут быть включены различного размера отторженцы пород, слагающих подножие и более глубокие части континентального склона, среди которых могут встречаться и эффузивы различной степени измененности. Поэтому за признак эдукционного происхождения фундамента исследуемого бассейна следует принимать только широкое площадное распространение измененных мафических пород, приобретающих местами отчетливые черты низкотемпературных метаморфических образований, отнесение которых к палеотипным вулканическим породам носит условный характер. Именно такого рода фундамент, резко отличающийся от обычного фундамента срединных океанических площадей,

представленного, как правило, слабо измененными базальтами, наблюдается в бассейне Уортона, а также на ряде других участков океанического дна против глубоководных желобов*.

Поскольку определение природы и состава океанического фундамента, представленного измененными породами, является вопросом спорным, за решающее свидетельство отсутствия или наличия эдукционного процесса необходимо принимать возраст налегающих на океанический фундамент осадков. В бассейне Уортона эти изменения возраста основания осадочного чехла, насколько они могут быть прослежены, согласуются с эдукционным пониманием возникновения фундамента. Что касается тектоники плит, то важно отметить, что ее сторонникам оказалось необходимым признать совершенно иную природу образования дна Индийского океана между Восточно-Индийским хребтом и Зондским желобом по сравнению с остальной частью океана. Предлагаемый ими (и изложенный выше) вариант образования бассейна Уортона вследствие спредингового разрастания полностью субдуцированного гипотетического хребта свидетельствует лишь о том, что иной способ образования океанического дна, помимо спредингового, не допускался.

Рассмотрим разрезы, полученные при бурении некоторых скважин.

Скважина 211 (рейс 22) пройдена юго-западнее Зондского желоба за его внешним океаническим валом. Глубина дна 5528 м (по данным эхолота), глубина скважины 447 м, мощность осадочного чехла 429 м. Разрез до глубины 304 м представлен диатомовыми и радиоляриевыми илами, глинистыми алевритами, глинами, алевритовыми и глинистыми песками, последними со 100 м и глубже с признаками турбидитового сложения; на всех уровнях содержится много туфового и вулканомиктового материала, причем большей частью кислого состава. Осадки охарактеризованы в верхней части четвертичной, а с глубины 57 м — плиоценовой микрофауной, главным образом радиоляриями. В кернах из интервала 95—190 м обнаружены лишь радиолярии среднего — позднего миоцена, которые считаются переотложенными, поскольку ниже, в интервале 228—304 м, в кернах содержатся фораминиферы не древнее плиоценового возраста**. Далее небольшое количество кернового материала было поднято с глубины 342—351 м — бурые глины и алевритовые пески без фаунистических остатков. Еще меньшее количество бурой глины, также фаунистически не охарактеризованной, поднято с глубины 398 м. В 3-х м глубже начался 10-метровый интервал, описанный как

* По данным Л. В. Дмитриева, фундамент срединноокеанических хребтов и желобов в целом отчетливо различается соотношением свежих и выветрелых разновидностей базальтов: в срединных хребтах свежие базальты составляют 50,0 % всех выходов и выветрелые 5,9 %, в желобах — соответственно 28,9 и 33,4 %; остальную часть пород составляют гипербазиты, габбро и амфиболиты.

** Проходка со взятием керна проводилась в скв. 211, как и в большинстве других, с пропусками.

силла диабаз (употребляется также название «андезитовый» диабаз). Керн взят из нижней части интервала 409—411,6 м.

Характеристики силла в отчете [103], приводимые при описании скважины, и в специальной статье Р. Хеккиниана несколько противоречивы. Порода значительно изменена. Наиболее распространенными минералами являются плагиоклаз — в среднем 40 % породы и клинопироксен — до 25 %. Зерна плагиоклаза — андезина № 40—50, размером до 2—3 мм, характеризуются полисинтетическими двойниками, зональностью и сильной измененностью; значительная их часть замещена вторичными продуктами полностью. Пироксен — красноватый титан-авгит в более мелких зернах. Структура описывается как диабазовая, офитовая и субофитовая, но указывается гипидноморфизм как плагиоклаза, так и пироксена. Кроме того, в составе пород присутствуют листовые силикаты (21 %), представленные серпентином и перемежающимися слоями вермикулит-хлоритового состава, до 5 % магнетита и гематита, часто сопровождаемых чешуйками биотита (7 %) и игольчатым амфиболом (менее 3 %). Повсеместно встречается примесь кальцита, цеолита и пирита. Окраска породы черно-зеленая, отмечаются кальцитовые и пиритовые прожилки. Микрофотографий не приводится.

Особо выделяется тонкозернистый 20-сантиметровый слой на нижнем контакте силла, считающийся зоной закалки диабазов. Отмечается особая его измененность — выветрелость (вообще, как известно, нехарактерная для зон закалки, которые обычно, напротив, более устойчивы при выветривании, чем раскристаллизованные части потоков). Пространство между тонкими лейстами плагиоклаза заполнено палагонитом, кальцитом, оксидами железа и пироксеном.

Любопытны силикатные анализы четырех образцов диабазов. Несмотря на значительное количество указываемого в породе плагиоклаза и его сравнительно невысокую основность, содержание SiO_2 в породах низкое и колеблется от 46 до 41 %, необычно много для базальта K_2O — 1,87—2,81 %, при Na_2O свыше 3 %, MgO 3,99—9,63 %, CaO 5,70—11,37 %, TiO_2 свыше 2 %. Состав пород, таким образом, аномален и неустойчив. Потери при прокаливании достигают 6,72 %, а содержание CO_2 4,90 %. Особенности состава объясняются авторами отчета измененностью пород. В отчете никак не оцениваются динамометаморфические изменения в породе предполагаемого силла. Судя по описаниям, они возможны.

В трех кернах со следующих 18 м (0,8 м непосредственно ниже силла, 1,15 м с глубины 419 м и 0,65 м с глубины 428 м) непосредственно выше океанического фундамента подняты пестрые (красные, бурые и серые) глины и глинистые илы, содержащие до 50—80 % остатков известковых микроводорослей. В среднем керне содержатся миллиметровые прослойки пепловых туфов с обломками сильно измененного вулканического стекла и высоким содержанием гидроокислов железа, в нижней его части отмечаются

участки микроскладчатости, многочисленные волнистые контакты слоев и посторонние включения. Остатки водорослей (кокколиты) корродированы и разрушены, особенно в интенсивно окрашенных слоях, и определяемы лишь в небольшой части. Остатки флоры, обнаруженной в верхнем керне, датируются как ранний маастрихт—поздний кампан.

Таким образом, из разреза, если считать его истинным, как выше, так и ниже предполагаемого силла выпадает большая часть кайнозоя, а 300- или 400-метровая толща плиоцен-четвертичных осадков выше «силла» подстилается 18-метровым разрезом маастрихта или кампан—маастрихта ниже его. Наннофоссилиевые остатки этого интервала, по которым определялся его возраст, бедны по составу и, по-видимому, перемыты; сами осадки в поднятых кернах несут ясные признаки деформаций. Поэтому высказываемое нами предположение о тектоническом или оползневом происхождении тела измененных пород (эффузивов?), принимаемых за силл, и, соответственно, подстилающих его глин, представляется вполне вероятным. Верхнемеловые глины вместе с «силлом» в случае эдукции могли быть захвачены на континентальном (островодужном) склоне и перемещены в ходе эдукции вместе с Зондской островной дугой. Если высказанное предположение правильно, то возраст океанического фундамента в районе скв. 211 следует считать плиоценовым или позднемеловым, что хорошо согласуется с эдукционной точкой зрения в целом и расположением и возрастом осадков остальных скважин.

Фундамент вскрыт на глубину 19 м, получено около 9 м керна. Горды описаны как измененные («выветрелые») амфиболовые базальты сверху и амфиболиты внизу. В составе амфиболовых базальтов указываются две связанные взаимными переходами разности: более грубозернистая фанеритовая и тонкозернистая афанитовая, обе «выветрелые». При переходе одной в другую отмечается особо сильное изменение пород. На расстоянии 8 м такие переходы происходят 12 раз. Фанеритовыми (т. е. порфировыми) и грубозернистыми называются разности, в которых отдельные столбчатые вкрапленники плагиоклаза достигают 0,3—1,6 мм в длину, т. е. грубозернистость пород весьма относительна, по существу, они тоже мелкозернисты. Общее содержание плагиоклаза, включая более крупные зерна, относимые к вкрапленникам, и мелкие лейсты основной массы, составляет около 50 % породы, причем часть плагиоклаза определяется как измененный основной андезин и часть — как вторичный альбит. Пространство между плагиоклазом заполнено темным материалом, определяемым как измененное стекло и палагонит. Указываются также полностью замещенные вторичными продуктами пироксен и оливин (в мелких зернах в десятые доли миллиметра). Содержание амфибола не указывается, но судя по названию породы, оно довольно значительно; амфибол мало изменен и образует призмы желтовато-зеленой окраски. Кроме того, в породе присутствуют

параллельно ориентированные игольчатые выделения бурой слюды в сотые доли миллиметра длиной; как амфибол, так и слюда часто ассоциируют с кальцитом и прорастают им.

Амфиболиты составляют примерно треть двух кернов, полученных из фундамента, занимая два интервала по несколько дециметров. Считается, что они слагают потоки, ограниченные зонами закалки, и таких потоков четыре. Они представлены породами, состоящими почти на 80 % из роговой обманки (обыкновенной и базальтической бурой), с размером зерен 0,4 мм. Вполне определенное представление о размерах зерен составить трудно потому, что на микрофотографии, приведенной в отчете [103], размер кристаллов амфибола достигает 3 мм. Значительная часть амфибола (что видно и на фотографии) образует лучистые сростания. В некоторых случаях базальтическая роговая обманка обрастает еще зеленовато-голубым (?) амфиболом. Кроме амфибола в породе присутствует по несколько процентов оливина, замещенного в большей части кальцитом и идингситом, и слюды, какой — не поясняется. Остальная часть породы — до 20 % — представлена кальцитом и основной массой, включающей стекло, темный мезостазис и нераспознаваемый скрытокристаллический агрегат.

Интересен химический состав амфиболитов. Содержание SiO_2 колеблется в них от 38,01 до 42,56 %, т. е. отвечает ультраосновным породам, не базальтам. Даже если исключить из состава пород очень высокие потери при прокаливании, от 6,13 до 11,43 %, содержание SiO_2 составит только 45—47 %. В то же время породы обнаруживают весьма высокое содержание K_2O и Na_2O — соответственно 1,06—2,01 и 2,78—4,00 %; содержание MgO 4,32—6,29 %, т. е. ниже, чем в некоторых образцах андезитового диабазы вышележащего предполагаемого силла. По составу амфиболиты, как и породы «силла», более похожи на смесь случайного материала.

Авторы отчета предполагают, что описанные амфиболиты представляют собой первичные излившиеся породы, образовавшиеся из перенасыщенного водой базальтового расплава. Одним из доводов в пользу этого мнения является присутствие в амфиболитах стекла. Сомнение в правильности отнесения непрозрачной неопределимой массы к стеклу высказывалось выше. Вопреки высказывавшемуся в отчете мнению, существенно роговообманковый, с участием кальцита, состав амфиболитов, а также свойственные им радиально-лучистые и сноповидные структуры свидетельствуют скорее всего о метаморфическом их происхождении. Содержание в породе субмикроскопического сложения труднораспознаваемой массы, возможно, указывает на возникновение ее в результате перекристаллизации милонита мафического состава.

Скважина 212 (рейс 22) пройдена в 1200 км юго-юго-западнее скв. 211, в 1400 км к юго-западу от Зондского желоба. Глубина дна 6240 м, глубина скважины 521 м, мощность осадочного чехла 516 м. До глубины 288 м вскрыты наннофоссиленные илы желтоватых и бурых оттенков с прослоями коричневых глин

у поверхности и горизонтом мела в основании. Возраст этих отложений отвечает плиоцену вверх — началу среднего миоцена в основании. Далее следует прослой цеолитовых бурых глин мощностью около 30 м без определяемых органических остатков и под ними около 80 м мела среднеэоценового возраста. С глубины 400 м снова 30-метровый горизонт бурых цеолитовых глин и далее 50 м наннофоссилиевого мела уже позднемелового — маастрихтского возраста. Мел снова подстилается горизонтом немых цеолитовых глин мощностью 35 м, сходным с предыдущими, который перекрывает коренные породы, диагностируемые как спилитизированные metabазальты; они пройдены на 4,5 м.

Метабазальты представляют собой существенно измененные породы, в составе которых указывается тонкозернистая, до скрытокристаллической, масса измененного плагноклаза в количестве до 47 %, и мезостазис, состоящий из бурого стекла, окиси железа, хлоритового агрегата и смектита — до 39 %. Остальная часть породы представлена кальцитом, эпидотом, палагонитом и также вулканическим стеклом. Измененный, большей частью альбитизированный, плагноклаз в некоторых (не во всех) разновидностях metabазальтов образует микролиты, а также до 10 % микрофенокристов; кроме того, в отдельных разновидностях выделяются фенокристы плагноклаза. Размер микрофенокристов 0,06—1,0 мм и микролитов 0,3 мм (с. 419); лейсты плагноклаза, замещенные хлоритом и сопровождающиеся оторочками альбита, достигают 10 см в длину.

Вскрытый 4,5-метровый разрез metabазальтов разделяется на три части пологопадающими зонами до 10 см толщиной темно-зеленой массы, считающейся хлоритизированным базальтовым стеклом. Разделяемые ими участки принимаются за базальтовые потоки. Аналогичные зоны, считающиеся стеклом, присутствуют также в верхней и нижней частях интервала. Если проводить аналогию с древними геосинклинальными образованиями, в данном и подобных случаях стекловидные зоны могут являться просечками миононтов, образовавшимися вдоль пологих поверхностей (зон) смещения. Допущение такого рода может быть сделано и потому, что обычно указываемые мощности в 1—1,5 м и до нескольких дециметров слишком малы для потоков базальтов, во всяком случае, для постоянно встречающихся. Правда, эти потоки нередко трактуются как отдельные подушки пиллоу-лав; однако нигде не описывается кремнистых образований, нередко встречающихся в промежутках между подушками древних пиллоу-лав, наблюдаемых на суше.

Скважина 213 (рейс 22) пройдена на глубине 5609 м, глубина скважины 172,5 м, мощность осадочного покрова 154 м, 18,5 м пройдено по породам фундамента. Верхние 70 м представлены радиоляриево-диатомовыми илами красновато-желтой окраски. Глинистая фракция илов составляет всего несколько процентов.

По всему разрезу встречается вулканический пепел кислого

состава, слагающий до 25 % ила, а в верхней и средней его частях обнаружены обломки пемзы; возраст осадков от четвертичных до позднемiocеновых. Следующие 70 м слагаются коричневыми цеолитовыми глинами. Содержание цеолитов, преимущественно филлипсита, в глинах колеблется от 1 до 20 %. В нижней половине этого интервала в глинах появляются окислы железа и марганцевые микронодули, содержание которых увеличивается вниз по разрезу до 15%. Вверху отмечен липаритовый вулканический пепел. Микрофоссилий цеолитовые глины не содержат. Они появляются в залегающих ниже наннофоссильных илах мощностью около 12 м, содержащих вверху раннеоценовую, а в нижней части смешанную раннеоценовую—позднеплиоценовую микрофауну (фораминиферы и наннофоссилии). Ниже следуют упоминавшиеся ранее немые базальные железисто-марганцевые осадки.

Из пород фундамента получено три керна с глубины 183—156 м, 160,5—163 м и 164—166 м. Эти 6,25 м содержат, согласно описанию, 11 потоков пиллоу-лав, разделенных стекловатыми зонами закалки. В потоках выделяются измененные и менее измененные базальты, а зоны закалки состоят из палагонитизированного стекла. Породы имеют светло-бурую и оливково-серую окраску и содержат значительное количество жил и прожилков кальцита и палагонита. В наименее измененных разностях пород встречаются агломераты вкрапленников основного плагиоклаза 1,6—4,8 мм длиной и его же микровкрапленники 0,6—1,6 мм. Частично плагиоклаз замещен в центральной части кальцитом. В основной массе присутствует небольшое количество мелких плагиоклазовых микролитов, клинопироксен, палагонит, серпентин и смектит, а также кристаллы оливина, полностью замещенные илдингситом, серпентинном и окислами железа.

Стекловатые и переходные к ним зоны гораздо более выветрелы. Первые состоят из железо-бурого агрегата смектита, красновато-бурого аморфного лимонита и свежего стекла. Свежее (fresh) стекло через две строки того же описания [103] характеризуется как полностью выветренное (completely weathered). Плагиоклаз является единственным различимым минералом, но в крупных (1—1,6 мм) зернах он обычно полностью замещен кальцитом.

ОКЕАНИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ПЕРЕД ЖЕЛОБАМИ ФИЛИППИНСКИМ И РЮКЮ

Цепь желобов составляет западное ограничение Филиппинского моря. Наиболее резко проявлен в рельефе и выдержан по простиранию (1700 км) южный Филиппинский желоб перед Филиппинским архипелагом глубиной 10 265 м. На севере он прерывается примыкающим к о-ву Лусон поднятием Бенхам (3000 м), за которым на протяжении 800 км следуют лишь прерывистые линейные структуры с впадинами до 5500 м (участок желоба, испытавший

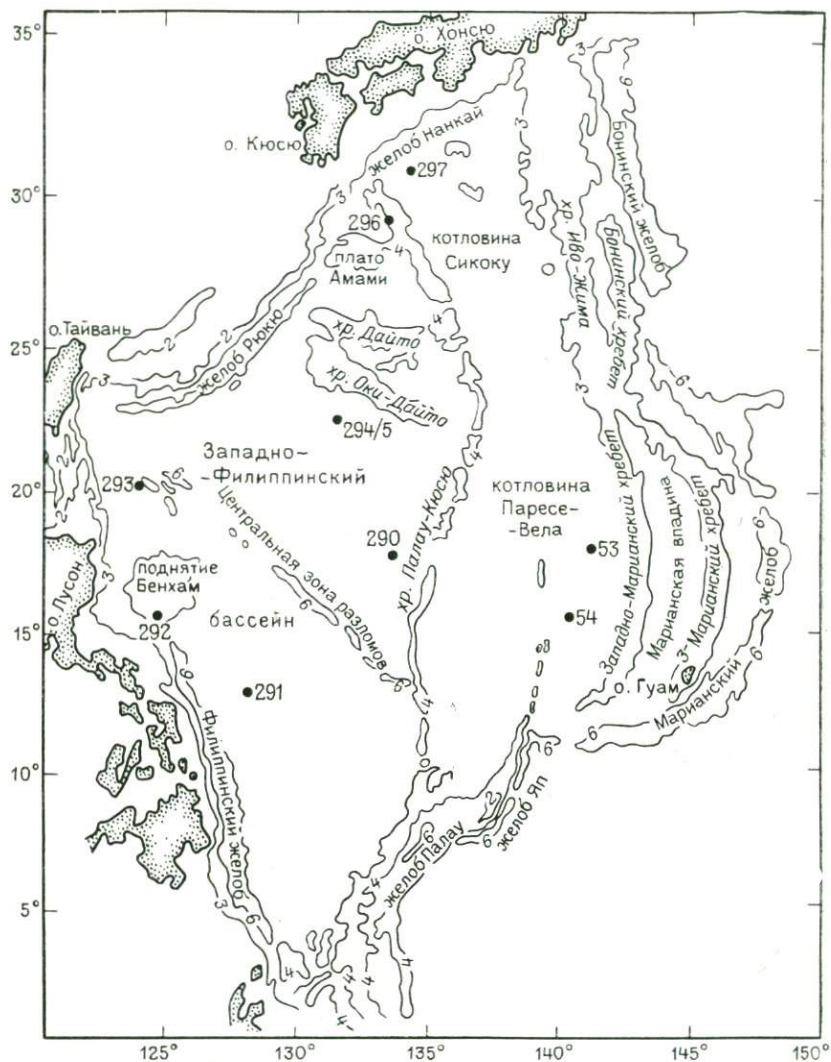


Рис. 45. Морфологическое строение и скважины глубоководного бурения в Филиппинском море. Отчет по глубоководному бурению, т. XXXI (1975 г.)

компенсационные изостатические перемещения?). У о-ва Тайвань начинается протягивающийся далее с перерывами на северо-восток на 1500 км желоб Рюкю (глубина до 7790 м). У о-ва Кюсю он прерывается окончанием подводного хребта Кюсю—Палау, за которым вдоль континентального склона островов Сикоку и Хонсю протягивается на 1300 км линейная впадина глубиной до 5736 км, называемая обычно трогом Нанкай. По своему положению и морфологическим признакам трог Нанкай—

тоже окраинный желоб, располагающийся перед котловиной Сикоку, составляющей северо-западную часть Филиппинского моря.

В Филиппинском море пройдено значительное количество глубоководных скважин в рейсах 31, 58 и 59-м «Гломар Челленджера». Расположение их для прослеживания направления перемещений океанического дна вблизи желобов не очень удобно: многие сближенные скважины образуют линии субпараллельные, а не поперечные желобам; кроме того, ряд скважин не достигли фундамента. Тем не менее данные о возрасте подошвы осадочного чехла (рис. 45), подтверждающие эдукционное развитие Филиппинского моря. В скважинах глубоководных котловин, достигших фундамента, последний везде представлен измененными породами.

Филиппинское море, являющееся наиболее крупным из современных окраинных морей, имеет весьма сложное внутреннее строение. Располагающимся в центральной его части субмеридиональным подводным хр. Кюсю — Палау (с глубинами 2—2,5 км и менее) оно разделено на две почти равные части — западную, представляющую Западно-Филиппинской котловиной (глубины до 6,5 км, местами более) и восточную, состоящую из двух смыкающихся котловин — Парес-Вела на юге и Сикоку на севере (с глубинами также до 6,5 км, но в целом меньшими, чем в Западно-Филиппинской котловине). На основании данных, полученных при глубоководном бурении, было высказано мнение [103], поддерживаемое в последующих тектонических работах [19 и др.], о различном возрасте котловин Западно-Филиппинской и Паресе-Вела — Сикоку, в первом случае более древнем. Так, по Н. А. Богданову и В. Е. Хаину, возраст океанической коры Западно-Филиппинской котловины считается допозднемиоловым, а Паресе-Вела — Сикоку позднемиоценовым. С этим можно согласиться с той оговоркой, что частично океанический фундамент в Западно-Филиппинской котловине является более молодым.

Остановимся на результатах бурения в Западно-Филиппинской котловине и в котловине Сикоку, непосредственно примыкающей к желобу Нанкай. Котловины Паресе-Вела, заключенной между подводным хр. Кюсю — Палау и Марианской островной дугой, мы касаться не будем, так как очевидных соотношений с ныне существующими желобами фундамента этой котловины не имеет. Из рассмотрения мы исключаем также скважины, пройденные в пределах подводных поднятий Бенхам и Бородино (хребты Оки-Дайто и Дайто, плато Амами) в западной части Западно-Филиппинской котловины. Это поднятия, глубина которых составляет 3—2 тыс. м и менее, могут являться, подобно поднятию Обручева и другими подводным поднятиям, отторженцами континентальной литосферы, перемещенными вместе с эдукционным фундаментом в сторону океана. Это предположение подтверждается установленным на поднятии Бородино при драгировках наличием метаморфических пород кислого состава, а также мелководных нуммулитовых известняков [19]. Для установления происхождения

собственно океанического фундамента необходимо использование материалов, относящихся к глубоководным частям котловин.

Заключение о допозднемиловом возрасте Западно-Филиппинской котловины базируется на материалах скв. 290, пройденной в ее восточной части, на западном склоне хр. Кюсю — Палау (см. рис. 45). В основании этой скважины встречена наиболее древняя в глубоководных отложениях Филиппинского моря фауна позднемиловых фораминифер. Правда, нахождение ее, по-видимому, связано с перемывом каких-то других отложений.

Скважина 290. Глубина дна 6062,5 м, глубина скважины 225 м. Скважина не вышла из осадочного чехла, но, по данным сейсмического профилирования, дошла почти до его подошвы. Вскрыты сверху вниз: 90 м бурых алевроитовых глин с цеолитами и туфовым материалом, с наннофоссилиями позднего плиоцена в верхней части; 49 м желто-бурых илов и глин с содержанием 15—20 % наннофоссилий позднего олигоцена, радиоляриями и вулканическим материалом; около 100 м бурых и оливково-серых глинисто-наннофоссильных отложений, содержащих до 50 % туфового материала, раннеолигоценового или позднеэоценового возраста. Основание вскрытого разреза представлено горизонтом мелкогалечных конгломератов и конгломерато-брекчий, мощность которого оценивается в 38 м (полученный керн, 7 м, относится к основанию горизонта, выше керн не брался). Конгломераты состоят из полуокатанных и неокатанных обломков гравийного и галечного размера (от миллиметров до 7 см) базальтов, диабазов, пемзы, кремнистых и глинистых сланцев, мела и измененных предположительно вулканических пород основного состава. Под микроскопом в обломках различаются бурые стекла с микролитами плагиоклаза, кристаллы пироксена, оливина и полевого шпата, в некоторых случаях также зерна алевроитового и песчаного размера кварца и амфибола. Основная масса, от 50 до 60 % породы, представляет собой оливково-зеленую и бурую смесь карбонатов, цеолитов и глинистого материала. Порода местами обладает слоистостью, обусловленной сортировкой материала различной крупности. Удлиненные обломки в ряде случаев ориентированы субгоризонтально, крупность и содержание обломков увеличиваются вниз по разрезу; некоторые из них несут рубашку марганцевых соединений и палагонита.

В содержащихся в конгломератах карбонатных обломках обнаруживаются наннофоссилии конца эоцена и начала олигоцена. Кроме того, при закрытии дублирующей скв. 290А в песчано-галечном материале, собранном с ее коронки, вместе с плиоценовыми, миоценовыми, олигоценовыми и эоценовыми остатками были обнаружены две фораминиферы позднемилового рода *Globotruncana*.

Конгломераты (конгломерато-брекчии) в основании скв. 290 представляют собой обломочный материал, резко отличающийся от осадков глубоководных впадин. Ввиду удаленности источников сноса, которые могли бы подвергаться поверхностному раз-

мыву, авторы отчета [106] предполагают, что конгломераты образовались за счет подводного размыва близлежащих выходов океанического фундамента. В качестве довода в пользу этой точки зрения указываются корки палагонита на поверхности некоторых обломков, сходные, по мнению авторов, с корками выветривания подушечных лав. Образование таким путем пестрых по составу конгломерато-брекчий представляется, однако, сомнительным. Как можно судить, в частности по приводимым фотографиям, они сходны с фациями, широко распространенными на континентальных склонах (в частности, древних геосинклиналей, например Корякской в хр. Пекульней). Ближайшим к скв. 290 местом естественного накопления таких фаций является склон Филиппинских островов и прилегающее к нему дно желоба. Перемещение их на большое расстояние от желоба в сторону океана может быть объяснено эдукцией. С этой точки зрения меловой возраст подобных осадков на значительном удалении от желоба является естественным. Вообще говоря, эдукционные выводы вытекают также из предположения, высказанного авторами отчета, поскольку ими допускается, что вблизи места проходки скважины 290 размывались верхнемеловые отложения и, следовательно, океанический фундамент в районе скважины имеет позднемеловой или более древний возраст.

В 1978 г. в рейсе 59 [108] рядом со скв. 290 была пробурена скв. 447. В основании осадочного разреза скважина также пересекла толщу вулканомиктовых конгломерато-брекчий мощностью 66 м. По всему разрезу в конгломерато-брекчиях отмечены наннофоссилии среднего и начала позднего олигоцена. Перекрываемые осадками породы фундамента пройдены на глубину 184 м. В преобладающей части они представлены сильно измененным, разрушенным материалом, относимым к стеклу или существенно стекловатым разностям сильно измененных базальтов. В ряде интервалов отмечено сильное брекчирование пород, по всему разрезу распространены прожилки кальцита и филлипсита.

Скважины, расположенные ближе к Филиппинскому желобу, также пройдены в рейсе 31. Скважина 292 находится у северного окончания желоба на поднятии Бенхам (глубина дна 2940 м) и, согласно сказанному выше, не включается в рассмотрение.

Наиболее древние осадочные отложения имеют позднеэоценовый возраст и перекрывают свежие базальты. Южнее, на внешнем валу Филиппинского желоба пройдена скв. 291. Она располагается на почти поперечной к желобу линии, проведенной через скв. 290.

Скважина 291. Глубина дна 5237 м, глубина скважины 126,5 м, мощность осадочного слоя 121 м, 5,5 м пройдено в породах фундамента. Сверху вниз вскрываются: 61,5 м бурых алевроитовых глин с прослоями радиоляриевых илов от позднеплиоценового позднеолигоценового возраста; 15,6 м светло-коричневого биогенного ила, поздний—ранний олигоцен; 21,7 м темных красновато-бурых радиоляриевых и радиоляриево-наннофоссилие-

вых илов раннего олигоцена—позднего эоцена и 16,5 м тускло-красных и красно-бурых наннофоссилиево-радиоляриевых алевритов и глин, в которых сверху вниз увеличивается содержание цеолитов, окислов железа и, в некоторой степени, обломочного материала (от следов вверху до 2 % внизу). Наннофоссилии базального слоя, залегающего на фундаменте, имеют позднеэоценовый (в дублирующей скважине 291А — позднеэоценово-раннеолигоценовый) возраст.

В керне длиной 1,6 м, представляющем породы фундамента, встречены измененные палеотипные базальты: тонкозернистая рассыпающаяся масса из обломков кристаллов и измененного стекла размером 0,002 мм в верхней части; «среднезернистые базальты» с офитовой структурой и размером зерен 0,008—0,04 мм в средней части и снова тонкозернистые, рассыпающиеся базальты с кристаллами обломочной формы, 0,002—0,005 мм внизу. Следует заметить, что приведенные характеристики зернистости очень условны, так как та и другая разности представляют собой тонкозернистую массу, трудную для оптического изучения. В составе пород указываются плагиоклаз, клинопироксен и до 40 % массы с неразличимым сложением, считающийся измененным стеклом. В стекле и в скоплениях пироксена видны волокнистые структуры, отмечается присутствие серпентинитового материала. Породы из скв. 291 с обломочной формой различных в них зерен и рыхлой текстурой весьма похожи на охарактеризованный выше микромеланж Корякской и соседних геосинклиналей.

Определение скорости эдукционного перемещения, если исходить из позднеэоценового возраста фундамента Западно-Филиппинской впадины вблизи скв. 291 и позднемелового (ответствующего концу позднего мела) вблизи скв. 290 (возрастной промежуток 25—30 млн. лет, расстояние 800 км), приводит к величине 2—3 см/год.

К северу от поднятия Бенхам, на участке между ним и о-вом Тайвань вблизи линии, вероятно, представляющей существовавший ранее желоб (о возможности его компенсационного изостатического преобразования было сказано выше), пройдена скв. 293 (рейс 31). По отношению к этому желобу, соединявшему (если он существовал) желоба Филиппинский и Рюкю, скв. 293 занимает примерно такое же положение, как скв. 291 относительно Филиппинского желоба; соответственно, сходно и расположение той и другой скважин относительно скв. 290. На коренном фундаменте в скв. 293 залегают еще более молодые, чем в скв. 291, отложения раннеплиоценового—позднеплиоценового возраста. В фундаменте, пройденном на глубину 46 м, вскрыты разнообразные брекчии мафического состава, описание которых вполне позволяет проводить аналогию с породами меланжевых серий древних геосинклиналей.

Скважина 293. Глубина дна около 5600 м, глубина скважины 563 м, мощность осадочного чехла 517 м. Разрез до глубины 400 м представлен весьма однородными темно-бурыми,

темно-серыми, зеленовато-серыми и глинистыми алевритами и алевритистыми глинами, иногда песчаными глинами и алевритами, в ряде случаев с туфовым материалом. Нередко осадки имеют турбидитовое сложение. Возраст этой части разреза, согласно микрофауне, отвечает голоцену и позднему плиоцену. С 400 до 480 м скважиной вскрыты однообразные голубовато-серые, зеленовато-серые и желтовато-бурые аргиллиты без фаунистических остатков; высокое содержание цеолитов в осадках отмечается как свидетельство вероятного медленного их накопления. Нижние 30 м сложены красно-бурыми аргиллитами с пепловыми прослоями; материал аргиллитов соответствует красным глубоководным глинам. В этих отложениях также не обнаружено фаунистических остатков. По оценкам скорости осадконакопления возраст их отвечает середине позднего миоцена.

Породы фундамента характеризуются как метаморфизованные до стадии низкотемпературных амфиболитов или высокотемпературных зеленых сланцев базальты и габброиды. Приведем петрографические описания пород.

Офитовый толентовый базальт 5,4 м (плагноклаз 40—55 %, пироксен 37—52 %, непрозрачный материал 5—8 %, амфибол до 52 %, хлорит до 3 %). Зоны рассланцевания в базальтах интенсивно брекчированы, пироксены целиком замещены амфиболами группы актинолита, структура становится сланцеватой.

Брекчия, состоящая из измененного базальта и зеленосланцевых обломков, 3,25 м. Цементирующая желтовато-бурая масса состоит из плагноклаза, амфибола, хлорита и измененных непрозрачных минеральных фрагментов в материале глинистой размерности с небольшим количеством цеолита и кальцита.

Брекчия с обломками пород амфиболитовой фации низкой ступени или деформированных габбро и базальтов, 36 см. Встречены реликты пироксена, но распространены в основном амфиболы группы актинолита со сланцеватой структурой. Цементирующая масса красно-коричневого цвета образована амфиболитом, плагноклазом и фрагментами окисленного минерала в глиноподобной массе, богатой гётитом, глинистыми минералами, с небольшим содержанием карбоната.

Брекчия с обломками микрогаббро, сильно измененного, превращенного в амфиболовые габбро, с зонами сланцеватой структуры, в обломках 42 см, цементирующая зеленовато-серая масса, содержит плагноклаз, амфибол и фрагменты непрозрачного минерала в глиноподобной массе.

Брекчия из обломков крупнозернистого габбро, подвергшегося различной степени изменения, от амфиболового габбро до амфиболовых сланцев, 47 см. Цементирующая масса представлена минеральными обломками глинистой размерности с кальцитом. Нижние 5 см соответствующей части ядра содержат единичные фрагменты измененных до облика зеленых сланцев базальтов.

Брекчия с обломками 3—15 см, представленными главным образом габбро, 2,23 м. Таблитчатые кристаллы плагноклаза в нем

в ряде случаев обнаруживают параллельную ориентацию, возможно кумулятивной структуры. Кристаллы клинопироксена обычно частично или почти полностью превращены в амфибол актинолитовой группы. Участками породы рассланцованы. Незначительная часть мелких обломков (1—2 см) представлена варнолитовыми базальтами, амфибол-плагноклазовыми сланцами и габбро, нацело превращенными в амфиболовые сланцы. Цементирующая масса желто-оранжевого цвета представлена в основном материалом глинистой размерности со значительным количеством кальцита.

Обломки кварца (15 %), плагноклаза (57 %), клинопироксена (20 %), окислов (8 %), диорита с тонкозернистой сланцеватой структурой (кварц-диоритовые сланцы), обломки минеральных фрагментов из диоритов в массе из хлорита и серпентина, 13 см.

Брекчия с обломками 1—4 см грубозернистого габбро (плагноклаз 60 %, клинопироксен 30 %, ортопироксен 10 %) с таблитчатым плагноклазом, обнаруживающим отчетливый параллелизм. Светло-зеленовато-серая цементирующая масса состоит из глинистых минералов, хлорита и небольшого количества кальцита.

РАЙОН ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКОГО ЖЕЛОБА

Районом, весьма доступным для исследований посредством глубоководного бурения, является участок Тихого океана, примыкающий к Центрально-Американскому желобу. Этот желоб обладает относительно небольшими глубинами (до 6662 м), а примыкающее к нему дно океана в своей преобладающей части имеет глубину менее 3000 м. Правда, в непосредственной близости от желоба располагается Восточно-Тихоокеанский срединговый хребет, в частности северное его ответвление, протягивающееся к Калифорнийскому заливу. Центрально-Американский желоб как бы замыкает треугольник, две другие стороны которого представлены Калифорнийским ответвлением Восточно-Тихоокеанского хребта и его основным, по-видимому, продолжением хр. Кокос (в тектонике плит этот треугольник выделяется под названием плиты Кокос). Центрально-Американский желоб примыкает, таким образом, к срединговым структурам, слагаемым, в соответствии со способом образования срединговой коры, свежими базальтовыми излияниями. Такие базальты действительно вскрыты значительным числом скважин в рейсах 54, 64, 68, 83 и др. «Гломар Челленджер». Однако с эдукционной точки зрения существование Центрально-Американского желоба свидетельствует о вероятном наличии перед его фронтом полосы эдукционной океанической коры шириной (ввиду близости срединговой структуры) не более 300—400 км. Пока свидетельств существования такой коры не получено.

Большая часть скважин в непосредственной близости от желоба (рейсы 66 и 67) пройдены профилями в основном на континентальном склоне желоба [108, 109]. На океаническом склоне в каждом из рейсов пробурено лишь по одной скважине (соответ-

ственно 487 и 495). В обеих скважинах, расположенных примерно на одном расстоянии от оси желоба (50—20 км) и отстоящих друг от друга на 500 км, вскрыты осадки миоценового возраста, перекрывающие неизменные базальты. Для установления наличия эдукционной коры необходимо продолжение профилей в сторону океана с достаточно частым расположением скважин.

Глава VI

ЭДУКЦИЯ В РАЗВИТИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА И ФИЛИППИНСКОГО БАССЕЙНА



Выше рассматривались геологические доказательства реальности эдукционного процесса. В настоящей главе мы остановимся на применении эдукционных представлений при анализе геологического развития крупных областей геосинклинального происхождения. Эдукционные явления, по-видимому, тесно связаны с расширением Земли, поэтому если мы имеем дело с крупными участками земной поверхности, эдукция и расширение Земли не могут рассматриваться раздельно. Предлагаемые схемы развития западной части Альпийской геосинклинальной области и Филиппинского моря нуждаются в дальнейшей разработке. Однако, как представляется автору, они могут служить примерами, показывающими возможности развития эдукционных взглядов на основе региональных геологических материалов.

ЭДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В СРЕДИЗЕМНОМ МОРЕ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО ТЕТИСА

Начиная с конца XIX в. почти все тектонические гипотезы включали объяснение складчатости Альпийского (Альпийско-Гималайского) пояса как следствия сближения платформенных структур Африки и Индостана, с одной стороны, и Евразии — с другой. Такое представление развивали сторонники гипотез контракции (Э. Зюсс, Г. Штилле, Л. Кобер, Д. И. Мушкетов), дрейфа континентов (Ф. Трейлор, А. Вегенер), подкорковых течений (О. Ампперер, А. Дю-Тойт и др.), глубинной дифференциации вещества (Р. ван Беммелен) и др. Характерно, что эту точку зрения поддерживало большинство работавших в Альпах геологов независимо от их теоретических представлений (Э. Арган, Э. Краус, Р. Штауб и др.).

Тот же взгляд, основываясь на значительно более новых материалах и представлениях о дифференциальном перемещении крупных пластин коры и мантии, высказал А. В. Пейве. Этим же способом

стремится объяснить альпийскую складчатость сторонники новой глобальной тектоники (гипотезы плит).

Причину того, что это постоянно привлекаемое и несомненно согласующееся с разнообразными геологическими наблюдениями объяснение происхождения складчатости Альпийского пояса не стало общепризнанным, нужно видеть в трудностях, которые возникают из представления о взаимном перемещении континентов по поверхности не изменяющей своих размеров Земли. Так, гипотеза контракции не могла объяснить необходимые масштабы перемещений; гипотеза дрейфа континентов нуждалась в неправдоподобном предположении о свободном плавании материков по «симе», гипотезы подкоровых течений предполагают существование замкнутых «ячей», в которых мантийный материал разных уровней должен постоянно перемешиваться вопреки установленному фактору горизонтального расслоения мантии, существованию в ней слоя астеносферы и т. д. Новая глобальная тектоника выбрала Альпийский складчатый пояс в качестве поглощающей границы плит именно вследствие распространения в нем тектонических признаков сжатия [38, 46], поэтому попытки сторонники этой гипотезы объяснить происхождение альпийской складчатости сближением Африки с Европой постоянно возобновляются. Однако труднопреодолимое препятствие состоит в том, что согласно известному положению гипотезы плит, последние должны перемещаться поперек простирающихся срединноокеанических хребтов в направлении пересекающих их трансформных разломов. Следовательно, Африканская плита должна двигаться с запада на восток (что прямо и указывается сторонниками гипотезы плит, например Кс. Ле Пешоном с соавторами), т. е. мимо Европы [39]. Попытки преодолеть это затруднение состоят в предположении, что Африканская плита меняла направление своего движения, но это противоречит основам гипотезы плит.

Может показаться странным, что гипотеза плит, обычно принимаемая за выражение крайнего мобилизма, испытывает трудности при объяснении сближения находящихся рядом Африки и Европы. Эти трудности, однако, закономерны: в силу ограничений, налагаемых на гипотезу представлением о неизменном размере Земли, она не может принять перемещения континентов, вытекающие из расширения океанов в различных направлениях, включая самые очевидные. По-видимому, единственной тектонической гипотезой, из которой сближение материков Гондваны и Лавразии вытекает естественным образом, не требуя дополнительных труднодоказуемых предположений, является гипотеза расширения Земли (см. гл. VII).

Особо следует отметить возможности объяснения с точки зрения расширения Земли характерную для мезозойско-кайнозойской истории западной части Альпийского пояса перемежаемость во времени и пространстве складчатых сооружений, т. е. структур сжатия, и интенсивно развивающихся впадин — структур растяжения. Объяснение этого явления представляло трудность для

многих тектонических гипотез, в связи с чем некоторые исследователи (например, Л. Кобер) вынуждены были предполагать мало-правдоподобные попеременные перемещения Африки к Европе и обратно.

С точки зрения расширения Земли указанная перемежаемость вполне естественна, поскольку сжатие в этом случае — временный локальный процесс, проходящий на фоне общего расширения. Любая остановка или замедление процесса сжатия (например, замедление или приостановка перемещений Африки) могут вызвать появление среди уже созданных структур сжатия новых участков растяжения (типа Средиземноморских, Паннонской и подобных им впадин). Эти участки по отношению к более ранним структурам должны иметь случайный, т. е. наложенный характер, что и наблюдается в действительности.

С указанной точки зрения реконструкция становления и предшествовавшего геосинклинального развития западной (Альпийской) части Альпийско-Гималайского складчатого пояса состоит в: 1) закрытии современного Средиземноморского бассейна, 2) палинспастической реконструкции Альпийского складчатого пояса, существовавшего до раскрытия Средиземноморского бассейна, 3) анализе строения доскладчатого Тетиса в западной (Альпийской) его части. Вся реконструкция, как представляется автору, едва ли возможна без признания эдукционной природы раскрытия частей Средиземноморского и более древних геосинклинальных бассейнов. Что касается Средиземноморского бассейна (вернее, группы бассейнов, его составляющих), то отсутствие там спрединговых хребтов достаточно очевидно, несмотря на несомненное раскрытие части Средиземноморских бассейнов в позднем кайнозое.

Тектонические деформации, которым подвергалась Альпийская складчатая область, по-видимому, тесно связаны со спрединговым раскрытием Атлантического и южных океанов. Ускоренное разрастание этих океанов приводило к перемещениям Африканского материка по направлению к Европе, а также к поперечным относительно осей спредингового разрастания океанов крупным сдвигам, развивавшимся при деформациях Альпийской геосинклинальной области [84]. Таким образом, в развитии Альпийской области сочетались следствия крупных спрединговых и эдукционных процессов, выступающих не только как факторы наращивания земной поверхности, но и как причины крупных тектонических деформаций.

Перемещения Аравийского выступа. Прежде чем приступить собственно к реконструкции, необходимо рассмотреть некоторые тектонические явления, протекавшие одновременно с раскрытием Средиземноморских впадин и связанные с выдвиганием Аравийского выступа Африканской платформы. Перемещение Аравийского выступа показывает, что раскрытие Средиземного моря произошло (и продолжает происходить) в момент замедления перемещения основной части Африканской платформы к северу, которое, однако, не прекратилось до настоящего времени. Деформации, вы-

званные выдвиганием Аравийского выступа, необходимо учитывать при реконструкции закрытия Средиземноморских впадин.

В литературе не раз отмечался различный характер тектонического развития в послепалеогеновое время частей Альпийского пояса, расположенных к западу и востоку от Левантской зоны субмеридиональных разломов, проходящей вблизи восточной окраины Средиземного моря. Как установлено рядом исследований, по основному направлению движений Левантская зона соответствует крупному левому сдвигу. К западу от нее в миоцене и позднее происходило раскрытие современных Средиземноморских впадин, т. е. господствовали условия растяжения; к востоку — перемещение на север Аравийского выступа, следствием которого явилось пододвигание последнего под геосинклиналию область Восточного Тавра со смятием и шарьированием геосинклиналий и платформенных образований на широкой площади к северу и северо-западу. Движение Аравийского выступа по Левантской сдвиговой зоне началось, очевидно, во второй половине эоцена в связи с раскрытием Аденского залива и Красного моря. О продолжении этих движений в настоящее время свидетельствует, в частности, расходящийся севернее Аравийского выступа ореол особо частых и сильных землетрясений, охватывающий большую часть Турции, Кавказ, Балканский полуостров и распространяющийся до Альп и Карпат.

Помимо известных надвиговых, поддвиговых и шарьяжных структур, связанных с движением Аравийского выступа, сопровождающие это движение деформации, по-видимому, в значительной своей части представлены крупными сдвиговыми нарушениями, веерообразно расходящимися перед фронтом выступа и ориентированными к этому фронту радиально или под косыми углами. К такому выводу приводит анализ геологических материалов и проведенное автором дешифрирование космических фотоснимков области Средиземноморья. Развившиеся перед фронтом Аравийского выступа сдвиги образуют ореол, во многом совпадающий с упомянутым выше ореолом особо частых землетрясений. Среди этой серии сдвигов следует отметить Трабзон-Вранчский, который, возможно, пересекает в северо-западном направлении Черноморскую впадину, подвергая ее правосдвиговой деформации, соответствующей выдвиганию Аравийского выступа. С перемещениями по нему могут быть связаны землетрясения района Вранча в Восточных Карпатах. Параллельно этому сдвигу, существование которого пока можно лишь предполагать, в пределах материковой Турции проходит хорошо известный Восточно-Понтийский правый сдвиг вдоль рек Гер-Ирмак и Келькит, широтным ответвлением которого является еще более известный Северо-Анатолийский, тоже правый, сдвиг. Существование еще одной крупной правосдвиговой зоны — Восточно-Карсской — следует предполагать восточнее; эта зона субмеридионального простирания, видимо, протягивается от восточного края фронта пододвигания Аравийского выступа до центральных районов Малого Кавказа. Как и все

предыдущие, она отчетливо проявлена в зоне распространения землетрясений; результатом перемещений по этой зоне являются более интенсивное сжатие закавказских структур в западной их части по сравнению с восточной и соответствующее правое смещение ряда структурных зон (например, зоны проявления среднеюрского порфиритового вулканизма южного склона Большого Кавказа относительно вероятного продолжения ее в виде Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа).

В западной половине Турции преобладающее направление сдвигов было, по-видимому, левым. Зона выдержанных северо-западных нарушений, скорее всего сдвигового характера, выявляется на геологических картах и космических снимках между Мендересским и Галатским (Кыршехирским) массивами на западе Турции. На направление смещений в этой зоне (которая может быть названа Фригийской) указывает выдвигание в ее пределах далеко к северу блоков с участием пород офиолитовой формации. Продолжением Фригийской зоны на северо-запад (в настоящее время смещенным к востоку) может являться известная Вардарская зона вместе с продолжающей ее на север зоной тектонических смещений Скопле — Белград. Приводящиеся в литературе сведения о распространении в Вардарской зоне и ряде мест Северо-Западной Турции наиболее крупных гипербазитовых тел преимущественно в виде узких крутопадающих тектонических линз и клиньев, перемежающихся с такими же линзами и клиньями иного состава, свидетельствуют в пользу сдвиговой природы этих зон.

Если заключение о левосдвиговом направлении движений во Фригийской и Вардарской зонах правильно, то между правыми северо-западными сдвигами Трабзон — Вранча и Восточно-Понтийским и левыми Западной Турции и Балкан расположен выдвигающийся перед Аравийским выступом на северо-запад клин, составленный Галатским, Родопским и Сербо-Македонским массивами. В результате горизонтального перемещения этого Галатско-Родопского клина (наряду с более древними деформациями и развитием участка изометричного растяжения в виде Паннонской впадины) образовался сложный изгиб Южных и Восточных Карпат. Можно допустить, что деформирующее влияние Галатско-Родопского клина распространяется до Альп и приводит к правосдвиговым смещениям вдоль северного их подножья и надыгам в Западных Альпах.

Из сказанного видно, что преобладающим направлением сдвигов, радиально отходящих от Аравийского выступа, является северо-западное. Поэтому можно заключить, что Аравийский выступ перемещался не только с юга на север, в направлении Левантской зоны разломов, но в еще большей мере с юго-востока на северо-запад. Этот вывод согласуется с неоднократно высказывавшимся мнением о крупных (видимо, эоцен-миоценовых) сдвигах вдоль Загроса. Перед фронтом перемещения Аравийского выступа в северо-западном направлении расположены особенно сложные надвигово-шарьяжно-складчатые структуры Восточной Турции,

в которых офиолитовые образования геосинклинали Тетиса и сиалический фундамент ее обрамления испытали крупные и сложные перемещения с многократным взаимным тектоническим проникновением.

Развитие передового ореола радиальных сдвигов перед континентальным выступом, выдвигающимся в зону складчатых деформаций, по-видимому, типично и, как будет показано ниже, отмечается и на других участках Альпийского складчатого пояса.

Закрытие Средиземноморских впадин. К западу от зоны Левантских сдвигов со второй половины миоцена развивались условия растяжения с образованием впадин Средиземного моря. В соответствии с представлением о расширении Земли наиболее вероятным способом образования этих впадин является раздвижение континентальной земной коры; следовательно, для обрамления Средиземного моря может быть проведена реконструкция совмещения, подобная тем, которые проводятся для побережья Атлантического и других океанов*. Она возможна и хорошо осуществляется при условии, что раздвижение Средиземноморских впадин должно приниматься сопряженным с раскрытием Бискайского залива и соответствующим поворотом по часовой стрелке Пиренейского полуострова (поворот последнего против часовой стрелки относительно массивов Центральной Европы надежно устанавливается палеомагнитными измерениями и составляет 36°).

Сложная структура Центрального Средиземноморья требует проведения дополнительных реконструкций. Совмещению северного и южного побережий Средиземного моря здесь мешает наблюдаемое положение Корсики и Сардинии (см. рис. 46). Представляется наиболее вероятным, что последние первоначально примыкали к Апеннинскому полуострову и отделились от него на одной из поздних стадий развития Средиземноморского бассейна вследствие клиновидного раскрытия Тирренской впадины. Первоначальное размещение Корсики и Сардинии около Апеннинского полуострова и Сицилии хорошо согласуется с формой побережья последних и с их геологическим строением; предположение о первичном расположении Корсики и Сардинии вблизи южного побережья Франции кажется менее правдоподобным.

После совмещения Корсики и Сардинии с западным побережьем Апеннинского полуострова раскрытие Средиземного моря можно объяснить тем, что блок Сардиния — Апеннины — Сицилия испытал крупное правосдвиговое смещение (примерно на 500 км) относительно тунисского побережья Африки по нарушениям северо-западного простирания, проходящим через Тунисский пролив в направлении залива Сидра. Оснований для такого предположения вполне достаточно. Во-первых, при сейсмологическом профилировании Тунисского пролива выявлена серия частых крутопадающих субпараллельных нарушений соответствующего

* Мы не рассматриваем здесь последовательности образования отдельных Средиземноморских впадин.

простирающихся, сопровождающихся деформациями осадков в их крыльях; характер этих нарушений типичен для крупных сдвиговых зон* [84]. Во-вторых, на существование зоны разрывов, скорее всего сдвигового характера, указывает распространение на дне Сицилийско-Тунисского бассейна ряда кулисообразно расположенных линейных грабенов северо-западного простирания (грабен Пантеллерия и др.). Наконец, свидетельством крупных правосдвиговых смещений может являться отгибание всех имеющих северо-восточное простирание структур Туниса к северу при их приближении к Тунисскому проливу.

Поскольку мы принимаем, что фундамент восточной части Средиземного моря формировался эдукционным путем в Эллинском желобе, выпуклая форма Эгейской дуги является следствием эдукционного выдвигания. При проведении реконструкции совмещения северного и южного побережий Средиземного моря она должна быть выпрямлена. Выдвигание дна Ионической впадины в Эллинском желобе подтверждается не только отсутствием деформаций его осадков, выявленным, как указывалось выше, при глубоководном бурении [102], но также палеомагнитными данными о повороте п-ова Пелопоннес (Арголис) в послетриасовое время почти на 100° по часовой стрелке относительно более северного района Пинда. Такое вращение отвечает изгибанию Эгейской дуги к югу при выдвигании дна Эллинского желоба. Площадь Эгейского моря позади одноименной дуги представляет собой, таким образом, сопровождающую выдвигание область растяжения. Следовательно, для восстановления первоначальной конфигурации северного обрамления Восточно-Средиземноморской впадины его ограничения должны быть выравнены, после чего южное ограничение о-ва Крит составит прямое продолжение южного побережья Турции: измененная таким образом линия северного ограничения Восточного Средиземноморья хорошо совмещается с северным побережьем Африки.

После указанных выше операций может быть проведена полная реконструкция совмещения северного и южного обрамлений Средиземного моря. При этом южное побережье Франции и Испании вместе с Балеарскими островами должно совместиться с алжирским побережьем Африки одновременно с закрытием Бискайского залива и соответствующим поворотом Пиренейского полуострова. Соединенные вместе Апеннинский полуостров, Сицилия, Сардиния и Корсика путем возвратного движения вдоль зоны Пантеллерийских (Сицилийско-Тунисских) сдвигов перемещаются в область залива Сидра. Восточнее северо-африканское побережье совмещается с выравненными после спрямления Эгейской дуги южными побережьями Крита и Турции. Одновременно происходят возврат-

* К. Морелли, описавший указанные разломы, высказал мнение об обусловленности их рифтогенезом, что представляется маловероятным ввиду малых глубин Тунисского пролива и кулисообразного расположения развитых в нем грабенов.

ные движения по Левантской зоне сдвигов и закрывается Красное море.

Основные структуры западной части Альпийского складчатого пояса до раскрытия Средиземноморских впадин. В результате реконструкции взаимного расположения тектонических структур в Альпийском складчатом поясе, существовавшего до раскрытия Средиземноморских впадин, выявляются следующие особенности строения пояса (схемы реконструкций приведены в работе [84]).

Поперечная зональность общей структуры Альпийского пояса становится более отчетливой. Области Корсики, Сардинии, Сицилии и Калабрии, характеризующиеся распространением выходов древних метаморфических пород, оказываются частью Африканской платформы. Зоны распространения существенно флишевых геосинклинальных осадков мела и палеогена Центральных Апеннин и Далмации составляют вероятное продолжение аналогичных зон Телль-Атласа и Сахарского Атласа. К северу от этой единой (хотя, возможно, и эшелонированной) многогеосинклинальной зоны расположена зона поднятий с сокращенной мощностью осадочных разрезов мезозоя и кайнозоя, наличием в них перерывов и выходами древнего континентального фундамента в западной части (Большая и Малая Кабилия — Южный Прованс — зона Дурмитора в Динаридах). К северу от этих поднятий (Кабилло-Дурмиторской зоны) находится наиболее протяженная и, вероятно, единая Центральная офиолитовая зона, характеризующаяся распространением выходов древнего океанического, существенно гипербазитового фундамента и глубоководных геосинклинальных отложений раннего и среднего мезозоя. Прерывание офиолитовой зоны на отдельных участках вызвано, по-видимому, испытанными ею дислокациями — поперечными разрывами и крупными горизонтальными перемещениями в области Северных Апеннин, шарьяжным перекрытием в Восточных Альпах и др.

К северу от Центральной офиолитовой зоны расположена еще одна полоса поднятий с сокращенным разрезом мезозоя, остатками палеозойского, нередко субплатформенного чехла и выходами древнего метаморфического фундамента. Это зона срединных массивов — Мармарошского, Родопского, Мендересского, Галатского; она шире и протяженнее поднятий Кабилло-Дурмиторской зоны. За зоной северных срединных массивов вновь следует зона многогеосинклиналей с преимущественно флишевыми отложениями юры — палеогена (Северные Альпы — Карпаты — Балканы), в западной части которой (Закавказье) распространены юрские и меловые эвгеосинклинальные формации.

Таким образом, Альпийская геосинклинальная область обнаруживает определенную симметричность первичного строения. Центральной является офиолитовая геосинклинальная зона с океаническим основанием; с обеих сторон к ней примыкают поднятия с выходами континентального метаморфического фундамента, за ними располагаются геосинклинальные зоны преимущественно многогеосинклинального характера. Пары поднятия — многогеосинкли-

нальная зона — одна на севере и другая на юге — имеют меньшую протяженность по сравнению с Центральной офиолитовой геосинклинальной зоной и сопряжены друг с другом таким образом, что образуют как бы два аналогичных тектонических комплекса, сопровождающих Центральную офиолитовую зону на севере и юге. Южная и северная пары смещены друг относительно друга: первая — к востоку, а вторая — к западу, так что непосредственно противостоят друг другу они лишь в Центральном Средиземноморье, на участке Альпы — Апеннины; при этом северный комплекс парных структур шире и протяженнее южного с более отчетливо выраженными характерными чертами. На западе, судя по распространению флишевых многогеосинклиналей, он простирается до Юрских гор и Западных Альп, а к зоне составляющих его поднятий должны быть отнесены Центральные массивы Альп. К северу и югу от многогеосинклинальных зон располагались палеоконтиненты Европы и Африки.

Следует полагать, что цепи срединных массивов — многогеосинклинали отвечали обычному эдукционному комплексу форм мегарельефа: островные дуги — окраинные моря. Один из этих комплексов, с более крупным и широким островодужным основанием (сопоставимым по размеру с основанием Японских островов), сопровождал северную окраину центрального океанического бассейна, а второй — его южную окраину, располагаясь при этом напротив северного комплекса, но являясь смещенным относительно него на запад. За место расположения основного океанического бассейна в современной структуре должна приниматься центральная офиолитовая зона. Наличие комплекса островной дуга — окраинное море свидетельствует о существовании древней сейсмофокальной зоны с выдвиганием вдоль нее эдукционного океанического фундамента. Отсюда фундамент основного океанического бассейна, т. е. мезозойского океана Тетис в западной его части, являлся преимущественно или полностью эдукционным. На рассматриваемом его отрезке от Аравийского выступа до Гибралтара выдвигание фундамента восточной половины океана осуществлялось с севера, а западной — с юга; соответственно цепь срединных массивов северной группы (Альпийско-Родопско-Галатской) являлась отторженцами Европейского континента, а южной (Кабилорумской) — Африканского. Вывод об эдукционном происхождении центрального бассейна Тетиса хорошо согласуется с распространением в Центральной офиолитовой зоне, помимо различного рода тектонизированных гипербазитовых тел, образований типа альпийских бюнднерских сланцев, представляющих собой вероятный аналог микромеланжа Северо-Востока СССР.

Центральный океан, как следует из вышесказанного, в ходе складчатого преобразования Тетиса и создания Альпийского складчатого пояса был превращен по существу в узкий тектонический шов, отвечающий Центральной офиолитовой зоне, имеющий ширину местами всего в несколько десятков километров и даже иногда прерывающийся. Такого рода интенсивное сжатие крупных

геосинклинальных областей, испытывавших ранее растяжение, по-видимому, типично, и развивается в первую очередь в геосинклинальных структурах, обладающих тонкой океанической литосферой. Особенно подвержены такого рода сокращению под воздействием сжатия, вероятно, геосинклинали и крупные их аналоги — океаны, или мегагеосинклинали, возникшие эдукционным путем (о чем можно судить в частности, помимо Центральной офиолитовой полосы Альпийского пояса, по рассматривавшейся выше Южно-Ануйской геосинклинальной зоне на Северо-Востоке СССР). Очевидно, в процессе такого сокращения океанический фундамент, сложенный преимущественно основными и ультраосновными породами, погружается под воздействием сжатия под сближающиеся континентальные массивы. Такое погружение можно было бы назвать субдукцией, однако это совсем не то погружение на глубину сотен километров вдоль сейсмофокальных зон, которое подразумевается обычно под этим термином.

Соотношение симметричных и асимметричных элементов строения Альпийского пояса. Следует подчеркнуть, что заключение о симметричном строении относится только к первоначальному расположению геосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий (островных дуг) Альпийской области, но не к складчатым структурам Альпийского пояса. Последние, напротив, проявляют резко выраженную асимметрию, которая всегда мешала развитию тектонических концепций, основанных на поисках симметричной складчатости.

Основная особенность складчатой структуры Альпийского пояса, исходя из сказанного, заключается в том, что на относительно симметрично построенную Альпийскую геосинклинальную область (систему геосинклинальных прогибов) наложились интенсивные и резко асимметричные тектонические деформации, обусловленные перемещением южного континентального обрамления этой области к северу. Результатом явилось смятие коры и осадков развившихся ранее геосинклинальных прогибов с односторонне направленными надвигами, поддвигами, опрокидыванием складок и их шарьированием. Площадь геосинклинальных прогибов подверглась резкому поперечному сокращению.

АНАЛОГИИ В РАЗВИТИИ ФИЛИППИНСКОЙ И КОРЯКСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Мезозойская Корякская и современная Филиппинская геосинклинали имеют много общего. Они довольно близки по размерам: если протяженность Филиппинского моря с юга на север составляет 4 тыс. км, то протяженность Корякской геосинклинали, считая ее, в соответствии с протяженностью мезозойского Охотско-Чукотского вулканического пояса, распространявшейся от Удской губы на юго-западе до Берингова моря на северо-востоке, составляла 3 тыс. км. Возможно, она имела еще продолжение в пределах современного шельфа Берингова моря; правда наблюдать в на-

стоящее время подвергнушая складчатости геосинклинальную область мы можем менее чем на четверти указанного расстояния в пределах выхода ее на суше. Соответственно близкой являлась, вероятно, также ширина той и другой структуры, если брать для Корякской геосинклинали время наибольшего ее раскрытия. Таким образом, Корякская геосинклиналь была одной из крупнейших окраинных геосинклиналей, поскольку Филиппинское море, бесспорно, представляет собой наиболее крупную современную геосинклинальную структуру, площадь которой в два раза превосходит площадь Средиземного моря и близка площади Северного Ледовитого океана, если вычесть из нее относящиеся к материковым структурам шельфы.

В геологическом отношении сходство между Филиппинской и Корякской геосинклиналями заключается прежде всего в расположении их между двумя сейсмофокальными зонами. Подобно тому как Филиппинская геосинклиналь отделена от океана Марианским желобом с его сейсмофокальной зоной и примыкающей к нему Марианской островной дугой, а на внутренней своей стороне сопровождается еще одной цепью желобов с сейсмофокальной зоной (Филиппинской — Рюкю), на внешней приокеанической стороне Корякской геосинклинали существовала Хатырско-Камчатская (Хатырско-Пахачинско-Камчатская) островная дуга, отделявшая геосинклиналь от океана, а на внутренней ее стороне — желоб и палеосейсмофокальная зона, соответствующие современному Таловско-Майнскому поднятию. По всей вероятности, палеосейсмофокальная зона существовала и под Хатырско-Камчатской островной дугой с выходом на поверхность перед фронтом последней. Направления падения палеосейсмофокальных зон, ограничивавших Корякскую геосинклинальную площадь, определяются пространственным расположением Охотско-Чукотского вулканического пояса и Хатырско-Камчатской островной цепи; обе они были наклонены в сторону континента, так же, как современные сейсмофокальные зоны Филиппинского обрамления.

Ввиду одностороннего наклона ограничивающих Корякскую и Филиппинскую геосинклинали сейсмофокальных зон, эти геосинклинали можно считать поверхностным выражением однотипных асимметричных глубинных структур литосферы, ограниченных субпараллельными наклонными глубинными границами (см. рис. 28). С эдукционной точки зрения это означает, что как с западной, так и с восточной стороны структуры происходит вытекание глубинного материала в одном направлении, на восток, т. е. эдукционный процесс осуществляется двумя субпараллельными эдукционными поверхностями, отстоящими одна от другой на известном расстоянии.

Общим является также сложное внутреннее строение Филиппинского моря и Корякской геосинклинали (как оно выявляется для последней при прослеживании ее геологической истории). Филиппинское море (см. гл. V) разделяется продольным подводным хр. Кюсю — Палау на две части, из которых западная —

Западно-Филиппинский бассейн — является более древней, раскрывавшейся с мела, а восточная — бассейн Паресе-Вела — Сикоку — более молодой.

Двойная система эдукционных зон. Действие двойной системы эдукционных зон с субпараллельным направлением падения в применении к Филиппинской геосинклинали (аналогично и к Корякской) может быть охарактеризовано следующим образом. Материал, вытекающий из внешней — Марианской — эдукционной зоны (и выдвигающийся в Марианском желобе), непосредственно наращивает литосферу Тихого океана, осуществляя дополнительное к спредингу его расширение. В Филиппинском желобе вытекает материал, обеспечивающий заполнение позднее образованной океанической корой Филиппинской геосинклинали, разрастающейся вследствие удаления от Азиатского материка Марианской дуги. Марианскую эдукционную зону, таким образом, следует считать первичной, вызвавшей отделение основания Марианской дуги от края Азиатского материка и перемещение ее в сторону океана; Филиппинская зона — вторичная, развивавшаяся по мере открытия Филиппинской впадины. Если линия выхода внешней Марианской зоны на земную поверхность непрерывно удалялась от Азии вместе с островной дугой, линия выхода внутренней Филиппинской зоны сохраняла относительно постоянное положение, хотя, вероятно, тоже была удалена от Азии при раскрытии расположенных в тылу Филиппинской дуги окраинных морей Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси.

Последовательность раскрытия Филиппинской и Корякской геосинклиналей. При рассмотрении развития Корякской геосинклинали (см. гл. IV) было показано, что оно происходило путем последовательного раскрытия распространяющихся с северо-запада на юго-восток новых геосинклинальных бассейнов: с конца триаса или начала юры и до апта — начала альба формировался единый бассейн, ограниченный на северо-западе глубоководным желобом современной Таловско-Майнской структуры, а на юго-востоке Хатырско-Камчатской островной дугой; в апте эта уже широко раскрывавшаяся геосинклинальная структура испытала продольный разрыв в месте современной Березовской зоны разломов и основная поверхность эдукционного выдвигания глубинного материала переместилась из Таловско-Майнской зоны в эту последнюю; вследствие выдвигания эдукционного материала в Березовской зоне был образован Великоречинский апт-сеноманский прогиб. Дальнейшее развитие Корякской геосинклинали состояло в раскрытии новых геосинклинальных бассейнов к юго-востоку от Великоречинского. В коньяке — сантоне к югу от Великоречинского прогиба возник, по-видимому, небольшой Пикасьваямский прогиб, а начиная с сантона и до олигоцена еще южнее — Энчываям-Укэлаятский прогиб. Эти наиболее молодые из прослеживаемых на суше геосинклинальных прогибов Корякской геосинклинали расчленили на части северную, Хатырско-Пахачинскую, часть ограничивавшей геосинклиналь Хатырско-Камчатской дуги, испытывавшую вследствие

этого процесса сложные деформации. Сходное развитие в несколько более позднее время пережила, судя по имеющимся данным, Филиппинская геосинклиналь.

Раскрытие западной части Филиппинской геосинклинали (Западно-Филиппинского бассейна), как показывалось, началось в позднем мелу. Эта датировка относится только к восточной части Западно-Филиппинского бассейна, а в его западой, примыкающей к Филиппинскому желобу части основание осадочного чехла имеет эоцен-раннеплиоценовый возраст и, соответственно, тот же возраст имеет и развитый в этой части бассейна геосинклинальный фундамент (см. гл. V). Выдвигание фундамента из желобов Филиппинского и Рюкю продолжалось, таким образом, до плиоцена.

Находящийся за хр. Кюсю — Палау бассейн Паресе-Вела (вместе с бассейном Сикоку) является более молодым. Все пройденные в его пределах скважины (около семи) показывают олигоцен-плиоценовый возраст основания осадков. Еще более молодой является Марианская котловина, разделяющая хребты Западно-Марианский и Марианский (собственно Марианскую островную цепь). Указанные хребты вместе с северными их продолжениями — Бонинским хребтом, хр. Иво-Жима и др. — составляют собственно Марианскую дугу — линейный отторженец континентальной, по видимому, литосферы, с высоким нормальным изостатическим положением поверхности*. Марианская котловина представляет собой узкую продольную впадину, пересекающую этот, вероятно, первоначально единый островодужный массив. Возраст ее очень молодой: согласно бурению, проведенному в рейсах 59 и 60-м «Гломар Челленджер», она заложилась в конце плиоцена — начале плейстоцена. Можно полагать, что это молодой раздвиг (причем, как показывают сейсмические профили, асимметричного сечения, а более крутым западным склоном), знаменующий собой начало развития новой геосинклинальной впадины, разрушающей островную дугу**.

Хребет Кюсю — Палау как аналог Березовской зоны разломов. Хребет Кюсю — Палау в Филиппинском море и Березовская зона разломов в Корякской геосинклинали являются продольными структурами, располагающимися внутри геосинклинальной области и отделяющими более древние геосинклинальные бассейны, размещенные ближе к континенту, от более молодых, удаленных в сторону Тихого океана. Зона Березовского разлома вместе с пред-

* Это мнение подтверждается находками на обращенном к океану склоне Марианской дуги и его южного продолжения о-ва Яп — амфиболитов, гранатовых амфиболитов, зеленокаменноизмененных сланцев и других древних пород, а также наличием на этом склоне меловых осадков, установленных глубоководным бурением в рейсе 59.

** Часто считают, что Марианский и Западно-Марианский хребты вместе с разделяющей их Марианской впадиной составляют двойную островную дугу, являющуюся закономерно развивавшейся параллельной Марианскому желобу структурой. Однако на юге Марианская впадина непосредственно сливается с Марианским желобом, а Марианский и Западно-Марианский хребты оказываются оборванными южным окончанием последнего.

ставлявшим в конце раннего — начале позднего мела линейное поднятие ее северо-западным крылом составляла образовавшуюся вследствие разрыва геосинклинального фундамента зону эдукционного выдвигания, обеспечивавшую разрастание примыкавшего к ней с юго-востока Великоречинского прогиба. Таким же образом хр. Кюсю — Палау может представлять собой зону эдукционного выдвигания, образовавшуюся в поздне меловом океаническом фундаменте Филиппинской геосинклинали, обеспечивавшую эдукционное раскрытие бассейна Паресе-Вела — Сикоку и активно действовавшую в олигоцене и миоцене. В настоящее время эта структура, возможно, в значительной мере преобразована изостатическими компенсационными движениями, которыми уничтожен (однако, не полностью, так как отдельные впадины, судя по сейсмическому профилированию, проведенному в рейсе 31 и других, сохранились) существовавший на ее восточной стороне и являвшийся местом эдукционного выдвигания желоб. Вероятность эдукционного образования океанического фундамента впадины Паресе-Вела подтверждается его составом, установленным в центральной части впадины скважинами 449 и 450 рейса 59. Он складывается измененными породами (базальтами, согласно определениям), представленными рассыпающимся, разложенным материалом, подвергшимся интенсивным низкотемпературным гидротермальным преобразованиям [108].

Распределение возраста осадков в подошве осадочного чехла бассейна Паресе-Вела по результатам проведенного бурения не дает определенных свидетельств в пользу эдукционного (равно как и всякого иного) образования бассейна. Данные, полученные при глубоководном бурении в северной части бассейна (котловине Сикоку) в рейсе 58, показывают удревление подошвы осадков от хр. Кюсю — Палау на северо-восток, т. е. в направлении, соответствующем эдукции в хр. Кюсю — Палау: в скв. 443 это граница раннего — среднего миоцена и в скв. 442 северо-восточнее — ранний миоцен.

Осадки в этих скважинах залегают на свежих базальтах. В упомянутых выше скважинах 449 и 450 в ближайшей к хр. Кюсю — Палау 449 возраст подошвы осадков — поздний олигоцен, в скв. 450 — средний миоцен, т. е. порядок обратный. Следует иметь в виду, однако, что если исходить из аналогии с Березовской зоной разломов в Корякской геосинклинали, строение дна бассейна Паресе-Вела может быть сложным. Если зона Кюсю — Палау возникла, как и зона Березовских разломов, на месте разрыва существовавшего ранее океанического дна, фрагменты последнего могли сохраниться и в бассейне Паресе-Вела подобно тому как фрагменты доаптического геосинклинального фундамента встречаются в Корякской геосинклинали к юго-востоку от Великоречинского прогиба. Разрыв мог произойти и в непосредственной близости от Марианского островодужного массива; в этом случае часть эдукционного материала могла быть извлечена и непосредственно из под последнего.

Подобно тому как в Коряжской геосинклинали возникновение новой внутригеосинклинальной эдукционной Березовской зоны в барреме — апте повлекло за собой прекращение эдукционного процесса в Таловско-Майнской зоне, в Филиппинской геосинклинали возникновение в олигоцене эдукционной зоны Кюсю — Палау, по-видимому, сопровождалось приостановлением эдукционного процесса в Филиппинском желобе. Об этом можно судить по наличию в непосредственной близости от желоба в основании осадочного разреза эоценовых осадков. В плиоцене — плейстоцене, однако, эдукционная деятельность в Филиппинском желобе возобновилась, следствием чего явилось его современное отчетливое морфологическое выражение.

Представления о спрединговом раскрытии Филиппинского моря. Они, как правило, базируются на представлениях Д. Карига, высказанных им на основании материалов, полученных в 31-м и предшествующих рейсах «Гломар Черелленджер» [106]. Согласно этому представлению, хр. Паресе-Вела является особого рода островной дугой, называемой Д. Каригом остаточной. Раскрытие Филиппинских впадин осуществлялось путем спрединга, вначале Западно-Филиппинской впадины с эоцена или ранее, а затем впадины Паресе-Вела с конца олигоцена. Осью спрединга Д. Кариг считает Центральную зону разломов в Западно-Филиппинском бассейне и выделенную им «зону расчлененного рельефа», протягивающуюся с севера на юг посередине бассейна Паресе-Вела. Некоторые исследователи относят к той же спрединговой оси желоб Яп, находящийся на южном простирании «зоны расчлененного рельефа». Следует сказать, что указанные зоны не обладают характерными чертами спрединговых хребтов: достаточно возвышенной срединной частью, симметричным рельефом и ясно выраженной осевой зоной. Это группы линейных поднятий и грабен, составляющие отчетливую линейную зону в Западно-Филиппинском бассейне (Центральная зона разломов) и менее отчетливую — в Паресе-Вела (в последнем случае скорее существует продольная граница, разделяющая резко расчлененное дно западной половины бассейна от менее расчлененного дна восточной половины). Линии грабенов, принимаемые за оси спрединговых зон, мало отличаются от соседних грабенов, а поперечные сечения рельефа этих зон, получаемые при непрерывном сейсмическом профилировании, обнаруживают асимметричность их строения [106]. Несимметрично и строение самой впадины Паресе-Вела — Сикоку, западная половина которой (западнее намеченной Д. Каригом структуры) значительно глубже (5000—6000 до 6600 м), чем восточная (4000—5000 м). Центральная зона разломов в Западно-Филиппинской впадине пересекает ее не вдоль, а по диагонали, разделяя впадину скорее на северную и южную, чем восточную и западную части. Такое положение Центральной зоны пытаются объяснить вращением дна Западно-Филиппинской впадины против часовой стрелки; это предположение не подтверждено какими-либо фактами, кроме того оно явно не согласуется

с ромбовидной, вытянутой с севера на юг формой Западно-Филиппинского бассейна. Тем более нельзя согласиться с отнесением к спрединговой структуре располагающегося у южной границы впадины Паресе-Вела желоба Яп: это типичный океанический желоб (с глубиной дна до 8850 м), составляющий продолжение Марианского желоба и примыкающий к продолжению Марианской островной дуги — о-ву Яп.

Сеть пройденных в Филиппинском море скважин недостаточно часта, чтобы опровергнуть или подтвердить предполагаемые симметричные изменения возраста подошвы осадочного чехла по сторонам выделяемых осей спрединга, тем более что по Д. Каригу, основное раскрытие Филиппинского моря произошло за очень короткий срок, в течение эоцена — олигоцена. Расположение скв. 290, если признавать существование вблизи нее фундамента мелового возраста, противоречит спрединговой модели, так как скважина является наиболее близкой к Центральной зоне разломов. В целом представляется очевидным, что спрединговая модель Д. Карига не имеет преимуществ перед предлагаемой эдукционной моделью, напротив, выглядит более противоречивой. Особо следует отметить несоответствие, возникающее между идеей спрединга, т. е. симметричного разрастания Филиппинского моря, и его асимметрией, обнаруживающейся в разнообразных формах, начиная от глубинной структуры и кончая общими и частными формами рельефа.

Изложенная схема развития Филиппинской геосинклинали не соответствует высказанным ранее взглядам (как и вся эдукционная схема в целом), но заслуживает, как представляется автору, рассмотрения и сопоставления с фактическим материалом наравне с другими схемами. Точно так же заслуживают внимания дальнейшие поиски аналогий между развитием Филиппинской и Корякской геосинклиналей.

Высказанные соображения могут быть подтверждены (или опровергнуты) данными глубоководного бурения. Так, возраст основания осадочного чехла в глубоководных частях Западно-Филиппинской впадины, согласно изложенной схеме, должен удревяняться от Филиппинского — Рюкю желоба к хр. Кюсю — Палау. На океаническом склоне Филиппинского желоба отложения палеогена в основании осадочного чехла должны быстро смениться вкрест простирания желоба плиоцен-четвертичными отложениями вблизи оси желоба. На континентальном склоне Филиппинского желоба должны обнаружиться полный разрез кайнозойских отложений, а также верхнемеловые отложения. Естественно, если глубоководное бурение будет продолжено, результаты его могут внести уточнения и изменения в предлагаемую схему.

Возможно сопоставление поднятий фундамента Филиппинской геосинклинали в ее западной части, представленных группой поднятий Бородино и плато Бенхам, с районом развития отторженцев континентального фундамента в бассейне р. Ваеги в Корякской геосинклинали. Сложно построенные поднятия Филиппинского моря также несут признаки распространения в их пределах блоков континентальной коры, что служит основанием для отнесения их к микроконтинентам [19]. Отторжение блоков континентального происхождения и перемещение их вместе с эдукционным геосинклинальным фундаментом в сторону океана в том и другом случаях служит доводом в пользу эдукции.

Возвращаясь к сопоставлению Филиппинской и Корякской геосинклиналей, следует отметить одно существенное различие в их развитии. В ходе развития Корякской геосинклинали (см. гл. IV) раскрытие новых, смещенных в сторону Тихого океана, геосинклинальных бассейнов сопровождалось проявлениями складчатости, в ряде случаев значительными, в тылу развивающихся бассейнов (в всячем крыле обеспечивающих их раскрытие геосинклинальных зон). В Филиппинской геосинклинали раскрытие перемещающихся с запада на восток бассейнов — Западно-Филиппинского, Паресе-Вела, Марианского (последний находится, правда, в зачаточном состоянии) такими деформациями не сопровождалось. Складчатые дислокации в всячих крыльях действующих эдукционных (сейсмофокальных) зон, как показывалось выше, возможны, но не обязательны: появление или отсутствие их зависит от величины сил сцепления между вытекающим материалом и основанием островных дуг (или края континента), которые определяют преобладание растяжения или сжатия в всячем крыле эдукционных зон. Конкретные причины таких различий относятся к вопросам глубинной геологии, требующим исследований. Однако отмеченное различие, возможно, является также следствием различного возраста геосинклиналей и более позднего раскрытия Филиппинской геосинклинали. Есть основания полагать, что с течением времени интенсивность процессов расширения на земной поверхности увеличилась; во всяком случае, площадь океанических и геосинклинальных структур растяжения, не подвергшихся складчатости, в мезозое и кайнозое резко возросла.

В заключение остановимся на вопросе о мощности осадков в окраинных геосинклиналях. Известно, что мощности осадков в Филиппинском море очень невелики. Вблизи основания осадочного чехла иногда обнаруживаются грубообломочные, часто вулканомиктовые отложения от песков до мелкогалечных конгломератов и конгломерато-брекчий (кроме упоминавшихся скв. 290 и удаленных от Филиппинского — Рюкю желобов на 800—900 км, они встречены также в расположенных ближе к желобам скважинах 296, 297, 442, 444), основная же часть представлена наннофоссиленевыми и радиоляриевыми илами с различной примесью пеплового материала, красными и коричневыми глубоководными глинами, часто цеолитовыми, на возвышенностях (хр. Кюсю — Палау

и др.) также фораминиферовым мелом. Мощности построенного таким образом осадочного чехла (согласно данным глубоководного бурения и сейсмопрофилирования) составляют на большей части Западно-Филиппинской котловины бассейна всего 75—150 м, а котловины Паресе-Вела 50—75 м [106]. Мощность осадков в обоих случаях существенно возрастает на восточных окраинах бассейнов: до 500 м в Западно-Филиппинской котловине на западном склоне хр. Кюсю — Палау и до 200—300 м в Паресе-Вела, на Западном склоне Марианской дуги (Западно-Марианского хребта). Изменения мощностей, как можно заметить, согласуются со схемой эдукционного развития. Увеличение мощности осадков до 300—1000 м происходит у северного окончания о-ва Лусон, между ним и о. Тайванем, в пределах подводного поднятия Бородино, и до 200—400 м восточнее о-ва Минданао. Значительные мощности, также до 1 км, причем более постоянные, чем в поднятии Бородино, свойственны к северо-востоку от последнего к северной окраине котловины Сикоку, где она прилегает к желобу Нанкай. Причиной увеличения мощности осадков в северо-западной части Филиппинских бассейнов является приближение к шельфу Восточно-Китайского моря и области выноса из крупных рек Китая.

Малые, по сравнению с известными в древних подвергшихся складчатости геосинклиналях, мощности осадков в Филиппинском и ряде других окраинных морей Тихого океана (в частности, Японском) заставляют некоторых авторов высказывать сомнение в принадлежности этих окраинных морей к геосинклиналям. Однако, во-первых, заполнение геосинклиналей зависит от удаленности и строения прилегающей суши, и заполнение осадками разных геосинклиналей в ходе их раскрытия может во многом различаться. Во-вторых, и это следует считать главным, наиболее интенсивное заполнение геосинклиналей осадками происходит не при их раскрытии, а при прекращении этого раскрытия, в процессе преобразования геосинклинали в складчатую страну (если такое преобразование происходит). Причина этого явления достаточно очевидна. Быстрое, как правило, раскрытие окраинных морей ведет к постоянному увеличению бассейнов осадконакопления и удалению их от берега. Напротив, когда вместо растяжения геосинклиналь подвергается сжатию, ее площадь сокращается, по сторонам же и внутри нее возникают горные сооружения, подвергающиеся размыву и поставляющие обломочный материал. В том что заполнение геосинклиналей наиболее мощными обломочными толщами происходит при прекращении их раскрытия, перед основными процессами складкообразования, можно убедиться на многих примерах. Так, в рассмотренной выше Олойско-Аньюской геосинклинальной области интенсивное заполнение существовавших здесь геосинклинальных прогибов происходило в позднем триасе и позднее, накануне превращения всей области в складчатую страну. Наибольшей мощностью в Корякской геосинклинали обладают апт-альбские и более молодые толщи, отлагавшиеся после начала

складчатых деформаций в пределах геосинклинали. В западном (Альпийском) мезозойском Тетисе мощность триасовых и частично юрских отложений, отвечающих стадии раскрытия геосинклинальных бассейнов, намного уступает мощности верхнемеловых и палеогеновых осадков, накапливавшихся во время или накануне проявлений складчатости, охватывавшей отдельные участки геосинклинальной области. Поэтому от представлений об одновременности процессов интенсивного раскрытия, прогибания и заполнения геосинклиналей осадками, по-видимому, необходимо отказаться.

Глава VII

ЭДУКЦИЯ И РАСШИРЕНИЕ ЗЕМЛИ



Эдукция, как уже отмечалось выше, в приложении к глобальным тектоническим представлениям лучше всего согласуется с гипотезой расширения Земли (которая имеет все основания называться также теорией). Эдукция вместо субдукции на активных границах континентов и океанов влечет за собой вместо исчезновения излишков литосферы, образованной при океаническом спрединге, дополнительное наращивание океанической литосферы (формула «эдукция плюс спрединг», по выражению Ю. А. Косыгина [33]). В этих условиях едва ли можно допустить сохранение постоянного размера Земли и не предполагать ее увеличения.

В то же время сама по себе эдукция как вытекание глубинного мантийного материала из-под краев не участвующих в расширении Земли континентов находит наиболее естественное объяснение в расширении внутренних частей Земли, создающих необходимое внутреннее давление. При этом распространение эдукции, что необходимо особо подчеркнуть, может быть доказано независимо от выводов о наличии или отсутствии расширения Земли; в свою очередь, доказательства расширения Земли могут быть получены независимо от признания эдукции, в частности на основании данных об океаническом спрединге. Таким образом независимо доказываемые эдукция и расширение Земли подкрепляют одно другое.

Гипотеза расширения Земли представляет собой одно из двух существующих в настоящее время направлений развития гипотезы перемещения материков А. Вегенера [82]. Другим направлением является гипотеза тектоники литосферных плит, или новая глобальная тектоника. Гипотеза расширения Земли имеет более длительную историю, она возникла около 50 лет назад, после того как достаточно выявилась слабая сторона гипотезы Вегенера в части, предполагающей свободное плавание материков по сфере. В гипотезе расширения Земли, выдвинутой в наиболее известном варианте

в 1933 г. О. Хильгенбергом, предлагалось сохранить представление А. Вегенера, касающиеся раскалывания и взаимного удаления материков, но объяснять это удаление разрастанием океанов, ведущим к увеличению поверхности всей Земли. Таким образом, если А. Вегенер предлагал считать площади материков и площади океанов приблизительно постоянными (а сумму их строго постоянной), то О. Хильгенберг предложил приблизительно постоянной считать только площадь материков, а площадь океанов увеличивающейся. Тем самым, по существу, была предсказана теория разрастания океанического дна, сформировавшаяся на основе нового фактического материала в начале 60-х годов [17, 22, 78], с успехом развиваемая в наши дни. Возникшая позднее гипотеза плит, или новая глобальная тектоника поставила своей целью объединить новые данные о расширении океанов с представлением о неизменном размере Земли, т. е. сохранила исходные представления А. Вегенера. Трудности, которые возникали у новой гипотезы на этом пути оказались наименьшими.

РАСШИРЕНИЕ ЗЕМЛИ КАК СЛЕДСТВИЕ СПРЕДИНГА

Единственное, по-видимому, доказательство невозможности расширения Земли, предложенное сторонниками гипотезы плит, не считая общих и не основанных на каких-либо точных знаниях о внутреннем строении Земли соображений о физической невозможности такого расширения, привел Кс. Ле Пишон*.

Ниже мы рассмотрим некоторые свидетельства значительного (по мнению автора, до 1,4 в линейном выражении) увеличения размеров Земли после палеозоя и то единственное упомянутое выше возражение, которое было выдвинуто против расширения Земли для обоснования гипотезы тектоники литосферных плит. Оно заслуживает внимания в связи с тем, что все первоначальные заключения ее основоположников о наличии субдукции в желобах основывались, как показывалось на логическом построении, исходящем из постоянного размера Земли (поскольку Земля не расширяется, должны существовать места исчезновения излишков литосферы, производимых спредингом).

Доказательство Кс. Ле Пишона [38]. Различно ориентированные круги больших сечений земного шара, указывает Кс. Ле Пишон, пересекают различное число срединноокеанических спрединговых хребтов. Так, экваториальный круг пересекает: Срединно-Атлантический хребет со скоростью расширения, согласно возрастной шкале полосовых магнитных аномалий, 4 см/год, Срединно-Индийский хребет со скоростью расширения 1,5 см/год

* Автор полагает, что причина расширения Земли должна устанавливаться после признания самого факта расширения. Если расширение Земли окажется доказанным, то причину расширения придется искать, как бы ни была трудна эта проблема. Утверждение, что геология не в состоянии выяснить, расширялась Земля или нет, когда речь идет об увеличении земной поверхности в 1,5—2 раза, вряд ли приемлемо.

и Восточно-Тихоокеанский хребет — 12 см/год; таким образом, суммарная скорость расширения экваториального круга 17 см/год. Если же взять меридиональные круговые сечения, то они пересекут только Арктический и Кругоантарктический срединные хребты с суммарной скоростью расширения по разным сечениям от 0 до 7 см/год. За последние 10 млн. лет, в течение которых, как предполагает Кс. Ле Пишон, не происходило изменений положения полюсов, экваториальный круг, согласно такому расчету, должен был увеличить свою величину на 1700 км, а меридиональные — всего на 270—500 км. Земля тогда бы не была круглой, что автор расчета справедливо считает неприемлемым. «Следовательно, — пишет Кс. Ле Пишон, — в гипотезе расширения (океанов — Ю. Ч.) мы должны предположить какие-то крупные компенсирующие процессы сокращения земной поверхности» [38, с. 107].

Ошибка рассуждения состоит в том, что расширение океанов допускается только в направлениях, перпендикулярных срединным хребтам. В действительности океаны следует считать расширяющимися во всех направлениях, включая продольное, в чем легко убедиться, сравнив, например, длину африканского побережья с длиной срединных хребтов, окружающих Африку, а также длину Срединно-Атлантического хребта на отрезке, повторяющем конфигурацию западного побережья Африки, с длиной последнего; длину материковых побережий, подлежащих совмещению при закрытии Индийского океана, с длиной соответствующих им срединных хребтов; наконец, длину Кругоантарктического хребта с длиной соответствующего ему побережья Антарктики. Во всех случаях длина срединных хребтов оказывается значительно большей (до 1,5 раз, в случае Кругоантарктического хребта в 1,8 раз) по сравнению с соответствующими им отрезками материковых побережий подножий континентальных склонов, что указывает на растяжение спрединговых хребтов вдоль их осей; являясь следами линий раскола материков, они должны были иметь первоначальную длину, равную длине соответствующих побережий. К этому вопросу мы вернемся несколько позже. Здесь же отметим, что продольное удлинение спрединговых хребтов сводит на нет как приведенное рассуждение Кс. Ле Пишона, так и схему перемещения плит в целом. Спрединговые хребты и сопровождающие их полосовые аномалии являются следствием линейных расколов, и поперечное к их простиранию направление является наиболее удобным для выявления следов расширения, но отнюдь не единственным направлением расширения*.

Рассмотрим теперь следствия спрединга, полностью приняв постулаты, предложенные новой глобальной тектоникой.

* В. А. Магницким [42, с. 107—108] и некоторыми другими авторами при обсуждении возможности расширения Земли высказывалось мнение, что на поверхности Земли «можно найти большие круги, почти целиком проходящие по континентам», т. е. не испытывавшие расширения. Это не так: на Земле нельзя найти ни одного большого кругового сечения, в котором сумма океанических его частей не составляла бы примерно $\frac{2}{3}$.

Плиты в новой глобальной тектонике как площади расширения.

Как известно, плиты, выделяемые в новой глобальной тектонике, представляют собой участки литосферы, для которых предполагается наращивание в срединноокеанических хребтах с одной их стороны и пододвигание в зонах субдукции с другой. Плиты, согласно этой схеме, должны совершать движение от границ наращивания к границам поглощения, уподобляясь движущимся в сторону зон субдукции транспортерам. Вследствие затруднений, возникающих при приложении идеи о плитах к реальному положению срединных хребтов и желобов, допускается, что компенсация наращивания некоторых плит происходит не непосредственно на их границах, а в соседних плитах; так, по Кс. Ле Пишону [38, 39], компенсация расширения Африканской плиты (т. е. восточной половины Атлантического океана) происходит не на этой границе плиты, а на поглощающей границе Индийской плиты (по линии Зондский желоб — Гималаи; см. рис. 20). Однако на самом деле трудности являются гораздо большими. Ни одна из выделяемых в новой глобальной тектонике шести крупных плит не совершает указанного транспортеробразного движения, и каждая из них, рассмотренная отдельно, является расширяющейся площадью.

Естественно, мы не рассматриваем многочисленные мелкие плиты, которые не принимают участия в компенсации расширения срединных хребтов и служат в основном цели согласования схемы плит с действительной обстановкой.

Условия, устанавливаемые новой глобальной тектоникой для движения шести крупных плит, как известно, состоят в следующем: 1) в срединноокеанических хребтах происходит срединного-вое разрастание океанической литосферы, 2) во всех выделяемых с этой целью зонах, т. е. в глубоководных желобах и в Альпийском складчатом поясе, может протекать субдукция. Добавим к этому два очевидных условия: 1) надвигающееся крыло зон субдукции не исчезает с поверхности Земли, 2) если с одной стороны плиты находится граница разрастания, а с другой — пододвигания, то при наличии компенсации спрединга субдукцией при транспортеробразном движении плиты расстояние между указанными границами не увеличивается; если это расстояние увеличивается, то компенсация не происходит или происходит неполностью.

Африканская плита окружена с трех сторон — с запада, юга и севера — срединноокеаническими хребтами, т. е. границами разрастания. С севера к ней примыкает предполагаемая зона субдукции — Альпийский пояс, но она не может воспользоваться ею, так как, в соответствии с известным правилом перемещения плит, поперек простирания срединноокеанических хребтов в направлении трансформных разломов она должна двигаться от Срединно-Атлантического хребта с востока на запад. Ввиду этого Кс. Ле Пишон, как упоминалось, предположил, что компенсация расширения Африканской плиты происходит на поглощающей

границе соседней Индийской плиты. Африканская плита, таким образом, признается полностью расширяющейся.

Антарктическая плита на первой схеме Кс. Ле Пишона [38] имела собственную зону поглощения в виде Чилийского желоба. Поскольку, чтобы проследовать в этот спуск, ее материал должен был втекать в узкий рукав перед Чилийским желобом и затем разворачиваться к желобу, т. е. испытывать перемещения, несовместимые с постулатом жесткости плит, в более поздней схеме 1972 г. [39] упомянутый рукав был исключен из состава плиты и она оказалась ограниченной только срединговой границей Кругоантарктического хребта. Антарктическая плита, таким образом, по принятому построению является тоже полностью расширяющейся.

Американская плита имеет своими границами на востоке срединговый Срединно-Атлантический хребет, а на западе — линию желобов восточного обрамления Тихого океана. По этой линии может происходить пододвигание дна Тихого океана под Американские континенты, а последние могут лишь надвигаться на Тихий океан. Таким образом, границы, которая позволяла бы убирать с поверхности то количество литосферы, которое нарастается в Срединно-Атлантическом хребте, у Американской плиты тоже нет и, следовательно, она также является расширяющейся. Иногда высказывается мнение, что компенсация разрастания западной половины Атлантического океана могла происходить за счет складчатости в Андийском поясе. В какой-то мере такая компенсация происходит, однако следует иметь в виду, что складчатые деформации в Кордильерах и Андах проявились значительно слабее, чем, например, в Альпийском поясе, и предполагать здесь компенсацию складчатостью двух-трехтысячечилометрового расширения половины Атлантического океана нельзя. В этом отношении можно сослаться на наблюдения В. В. Белоусова, сделанные при геологических экскурсиях в Андах, согласно которым «альпийская складчатость в Андах удивляет своим спокойствием» [11, с. 9]. Главный мезозойский прогиб Чили, как отмечает В. В. Белоусов, «представляет в структурном отношении широкую и очень пологую синклиналь, осложненную несколькими флексурами на крыльях. Юрские отложения, несогласно перекрывающие метаморфические породы Береговой зоны, залегают почти горизонтально. Резкой флексурой, уложенной крутыми разрывами, упомянутая пологая синклиналь сочленяется с поднятием хребта Анд... В последнем мезозойские отложения вовсе не складчатые» [11, с. 9—10]. Сведения такого рода хорошо известны. Так, по мнению Г. Гердта, складчатость в Южно-Американских Кордильерах (особенно в Центральных Андах) развита сравнительно слабо.

Индийская плита объединяет Индостан, Австралию и промежуточную часть Индийского океана, ограниченную с юго-запада Срединно-Индийским хребтом. Противоположная граница представлена на севере подножием Гималаев, на юге — группой жело-

бов перед Соломоновыми и Ново-Гебридскими островами и посередине — Зондским желобом, т. е. структурами, в которых может происходить субдукция. Однако перед Зондским желобом находится бассейн Уортона с сохранившимися верхнеюрскими и нижне-верхнемеловыми отложениями. Возникает вопрос: если юрский и меловой спрединговый фундамент не субдуцирован в желоб, то каким образом осуществлялась компенсация разрастания Центрально-Индийского спредингового хребта, возникшего не ранее средней юры? Выше уже отмечалось, что расположение желобов непосредственно против спрединговых хребтов доставляет, как ни странно, особые неудобства построениям тектоники плит. Если полагать, что расстояние от Зондского желоба до Центрально-Индийского хребта оставалось неизменным с мезозоя, а разрастание хребта компенсировалось субдукцией в Зондском желобе, то под Зондскую дугу была пододвинута полоса литосферы, равная по ширине этому расстоянию, т. е. более 3 тыс. км. Это мог быть лишь домеловой и допозднеюрский спрединговый фундамент; предполагая, что скорость его образования была равна скорости образования послеюрского спредингового фундамента, его возраст можно определить как раннеюрский—триасовый—пермский (140 + 140 млн. лет). Такого рода образований на противоположном юго-западном спрединговом крыле Центрально-Индийского хребта нет, и не могло, конечно, быть и на северо-восточном; но тогда под Зондскую дугу нечему было поддвигаться. Если Зондский желоб первоначально примыкал или располагался ближе к Центрально-Индийскому хребту, то в ходе спрединга он отодвигался, и компенсации расширения океана опять-таки не происходило. Наличие желоба при конкретном рассмотрении спредингового разрастания океанического дна ничего не дает для обоснования компенсации спрединга субдукцией. Океаническое дно по сторонам Центрально-Индийского хребта построено так же симметрично, как и по сторонам Срединно-Атлантического хребта, где желобов нет и субдукция не предполагается. Северо-Восточное спрединговое крыло Центрально-Индийского хребта, т. е. Индийская плита, точно также осталась на поверхности, несмотря на присутствие перед ним желоба, как и юго-западное крыло, перед которым (у юго-восточного окончания Африки) желоба нет. Желоб, таким образом не способствовал исчезновению океанического фундамента, а Индийская плита расширялась. Если сравнивать ширину океанических площадей по обе стороны Центрально-Индийского хребта, то северо-восточная сторона с Зондским желобом оказывается шире, т. е. испытала более сильное расширение. С эдукционной точки зрения это естественно, так как перед желобом происходило дополнительное эдукционное наращивание океанической коры.

Евразийская плита обладает особо необычными свойствами, поскольку не отделена полностью от Американской, а с Африканской делит на две части единую структурно-восточную половину Атлантического океана. Она обладает только раз-

растающими (в атлантической и арктической части) и надвиговыми границами; пододвигаться ей некуда. Таким образом, она может тоже только расширяться.

Тихоокеанская плита охватывает лишь большую часть Тихого океана, заключенную между Восточно-Тихоокеанским срединным хребтом и желобами его западной и северо-западной окраины. Предполагается прямое перемещение плиты от хребта к желобам (см. гл. III). Расстояние от спредингового хребта до желобов достигает здесь 14 тыс. км и полностью представлено, как считается в новой глобальной тектонике, спрединговой литосферой, создававшейся с поздней юры. Вся эта литосфера к северо-западу от хребта осталась на поверхности, т. е. представляет собой площадь наращенного океанического фундамента, если не предполагать (несостоятельность такого предположения показывалось на примере участка Индийского океана между Центрально-Индийским хребтом и Зондским желобом), что в желоба пододвинулось 12 тыс. км литосферы раннемезозойско-позднепалеозойского возраста. К сказанному можно добавить, что асимметричное положение Восточно-Тихоокеанского хребта заставляет предполагать сторонников новой глобальной тектоники его удаление от желобов и частичное пододвигание под Северную Америку: плита, вместо того чтобы погружаться, как бы упиралась в желоба и разрасталась в противоположную сторону. Предположение о частичном перекрытии спредингового хребта материками Америки за счет разрастания Атлантического хребта не изменяет положения, так как если даже обе Америки отодвинуть на восток вплотную к оси Срединно-Атлантического хребта, положение Восточно-Тихоокеанского хребта в Тихом океане остается резко асимметричным. Тихоокеанская плита представляет собой плиту, испытавшую наибольшее мезозойско-кайнозойское расширение.

Таким образом, каждая из шести плит, охватывающих вместе практически всю земную поверхность, рассмотренная в соответствии с принимаемыми новой глобальной тектоникой положениями, оказывается расширяющейся. По существу, это условные площади, позволяющие частями рассмотреть всю поверхность Земли. Поскольку все площади оказываются расширяющимися, неизбежен вывод и о расширении Земли в целом.

Перемещение материков и срединных хребтов относительно Африки. Предполагается, что каждая пара плит, соприкасающихся по спрединговой границе, расходится, совершая в противоположных направлениях вокруг определенного общего полюса. Этот полюс соответствует выходу на поверхность оси, проходящей через центр Земли (соответственно на противоположной стороне Земли существует второй полюс вращения). Представление об осях вращения и полюсах заимствовано из геометрической теоремы Эйлера, согласно которой любое перемещение точки на шаре можно описать как ее вращение вокруг определенного полюса. В новой глобальной тектонике принято понимать вращение

вокруг полюсов как действительный путь перемещений. Среди многочисленных полюсов и осей, определяемых для каждой пары плит, указываются свои полюса и оси вращения для Африканской и Американской, Африканской и Австралийской, Африканской и Антарктической плит.

Если принимать, как требуется указанными представлениями, что каждая пара плит удаляется от разделяющего их срединного хребта, придется признать, что Африканский континент перемещается сразу в трех направлениях: на запад, восток и север. Поскольку на сфере постоянного размера это невозможно (в отличие от расширяющейся), единственный выход состоит в допущении, что Африка неподвижна, а от нее удаляются Северная и Южная Америка, Антарктида и Австралия. Но в этом случае от Африки должны удаляться и окружающие ее срединноокеанические хребты, так как в ходе спрединга расстояние до них должно непрерывно возрастать. Это совсем иное движение, чем взаимное перемещение плит, и найти объяснение самостоятельному перемещению хребтов от Африки (и в каждый момент времени ровно на половину расстояния, определяющего ее от удаляющихся континентов) вряд ли возможно. Но следствием такого перемещения срединноокеанических хребтов является и неизбежное увеличение их длины, так как удаляясь одновременно в разные стороны от Африки и не теряя непрерывности, они должны растягиваться. Об увеличении протяженности срединных хребтов мы уже упоминали выше: в данном случае оно вытекает из геометрических построений, отстаиваемых самой гипотезой плит. Увеличение длины срединных хребтов и есть то самое явление, которое отрицал Кс. Ле Пишон при подсчете скоростей расширения океанов, и которое привело его к заключению об отсутствии расширения Земли.

Продольное растяжение срединноокеанических хребтов устанавливается также на основании геологических материалов. Как показывает И. А. Соловьева [67], этим разрастанием вызывается раскрытие многочисленных поперечных грабенов, пересекающих осевые части хребтов, и именно осевым растяжением, а не трансформными сдвигами в первую очередь обусловлена многочисленность нарушений подобного рода.

Вполне очевидно, что компенсация продольного растяжения срединноокеанических хребтов не предусматривается схемой движения литосферных плит и наличие этого растяжения нарушает основные положения последней: равенство размеров каждой плиты на границах наращивания и поглощения (вытекающее из постулата о жесткости плит), перемещение дна океанов только в направлении трансформных разломов, необходимость компенсации посредством субдукции лишь разрастания океанов поперек срединных хребтов.

Общая протяженность срединных хребтов почти в два раза превышает длину экватора, причем они, будучи распространены в различных частях Земли, образуют подобие каркаса на ее по-

верхности. Если увеличивается размер такого каркаса, увеличивается и размер Земли.

Существует ряд других убедительных свидетельств расширения Земли. Так, В. Н. Пучков [54] приводит схемы расположения древних экваторов на современной поверхности Земли по данным Ю. М. Шейнманна — исследователя, не разделявшего представлений о расширении Земли, но в высшей степени объективного. Все экваторы палеозойского и мезозойского возраста, построенные по данным Ю. М. Шейнманна, оказались значительно смещенными в северное полушарие относительно современного экватора (рис. 46 А). Смысл этого явления поясняет схема С. Кэри (рис. 46 Б), изображающая смещение сегментов суши в северное полушарие в результате расширения Земли за счет разрастания океанов, расположенных преимущественно в южном полушарии.

Встречаются утверждения, что расширение Земли опровергается данными палеомагнитных исследований. Заключение о неизменности радиуса Земли после палеозоя получались в последние годы, как правило, с помощью расчетов по методу М. Уорда, содержащему геометрические ошибки. Большинство определений, сделанных различными авторами другими, лучше обоснованными геометрическими методами, приводят к выводу о значительном увеличении размеров Земли после палеозоя (с размером пермского радиуса от 0,7 или крупнее по отношению к современному). Точные определения, позволяющие достоверно установить последовательность изменения величин радиуса в разные периоды и скорости этого процесса, пока невозможны, в значительной части вследствие малочисленности пригодных для проведения расчетов определений. Совместно с М. И. Тертицким автором предложен новый способ расчета древних радиусов Земли на основании палеомагнитных данных.

ДВА ТИПА ОКЕАНОВ И ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Гипотеза расширения Земли ведет к некоторым непривычным представлениям. Так, при расширении Земли определенная часть литосферы может удаляться от другой части, имея зоны растяжения как в тылу, так и на фронте своего относительного перемещения (хотя при достаточно большой скорости перемещения по фронту движения может возникнуть также зона сжатия). По этой же причине спрединговое и эдукционное наращивание океанической коры в условиях расширения Земли может происходить одновременно в пределах одного океана. Эдукционное наращивание океанической литосферы, так же как и спрединговое, в этом случае не требует компенсации его сжатием — если только скорости наращивания сбалансированы с общей скоростью расширения Земли и друг с другом и не опережают значительно средние скорости.

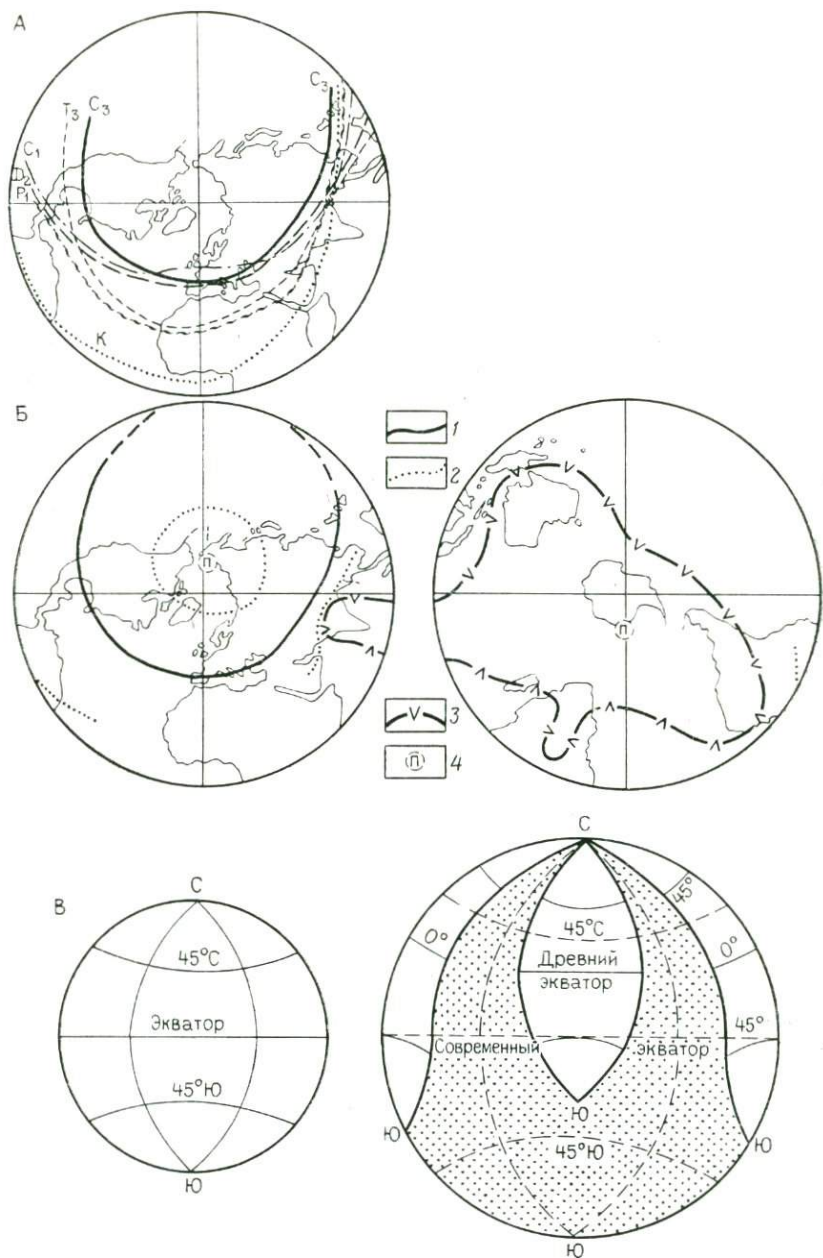


Рис. 46. Схемы климатических палеоэкваторов и палеопоясов. По П. Н. Пучкову (1965 г.)

А — древних климатических экваторов мела, позднего триаса, ранней перми, позднего карбона, раннего карбона, среднего девона (северное полушарие); Б — климатических поясов в позднекаменноугольную эпоху: 1 — климатический экватор, 2 — граница аридной и умеренно гумидной зон, 3 — граница южной ледовой зоны, 4 — географические полюсы (северное и южное полушария); В — смещение древних экваторов к северу при расширении Земли (по С. Кэри, 1975 г.).

Образование геосинклиналей. Не вызывает сомнений, что с точки зрения расширения Земли наименьшие трудности встречает объяснение происхождения геосинклиналей. Достигнуто почти общее согласие, что геосинклинали в начальной стадии своего развития являются структурами растяжения. Можно полагать, что расширение Земли ведет к разрывам твердой литосферы, раздвижению ее фрагментов и заполнению промежутков между ними поднимающимся к поверхности мантийным веществом. Вследствие большой плотности последнего по сравнению с плотностью подвергшейся раскалыванию литосферы — в значительной мере это континентальная литосфера, включающая в себя древние платформы, — вновь образованная кора имеет относительно низкое положение дневной поверхности (в силу действия законов изостазии) и располагается, как правило, ниже уровня океана. Образовавшиеся геосинклинальные впадины заполняются осадками, под тяжестью которых они испытывают дополнительное прогибание; к прогибанию может вести продолжающееся раздвижение геосинклинали, если оно ведет к возрастанию плотности ее основания. Таким образом, в формировании и начальном развитии геосинклиналей находит выражение совместное проявление сил растяжения и изостазии. В миеосинклиналях, т. е. тех геосинклиналях, в основании которых не обнажается базитовый и ультрабазитовый мантийный субстрат, возможно растяжение и утонение гранитного слоя на площади геосинклинали, что качественно ведет к тем же последствиям, что и полный разрыв континентальной литосферы.

Подобный взгляд на формирование геосинклиналей приводит к отрицанию принципиального отличия между геосинклиналями и океанами. Те и другие возникают в ходе увеличения поверхности Земли и отличаются друг от друга в основном размерами. Геосинклинали в приложении к современным условиям соответствуют морям (тем из них, которые имеют в своем основании выходящий на поверхность или приближенный к ней фундамент). Океаны с этой точки зрения следует считать особо крупными геосинклиналями — мегагеосинклиналями. Такой взгляд вполне отвечает установленным тектоническим представлениям, согласно которым однотипный океанический фундамент одинаково свойствен геосинклиналям и океанам, современным и древним. О том же свидетельствует значительная условность разделения современных океанов и морей. Так, Филиппинское море — несомненный аналог ряда геосинклиналей прошлого — имеет лишь в 2,5 раза меньшую площадь, чем Северный Ледовитый океан, но если не учитывать шельфы последнего, то становится приблизительно равным ему.

Спрединговое и эдукционное наращивание океанической литосферы. Как срединноокеанические хребты, так и окраинно-океанические зоны с глубинными сейсмофокальными поверхностями оказываются равно продуцирующими океаническую кору. Существенная разница заключается в том, что в срединноокеанических

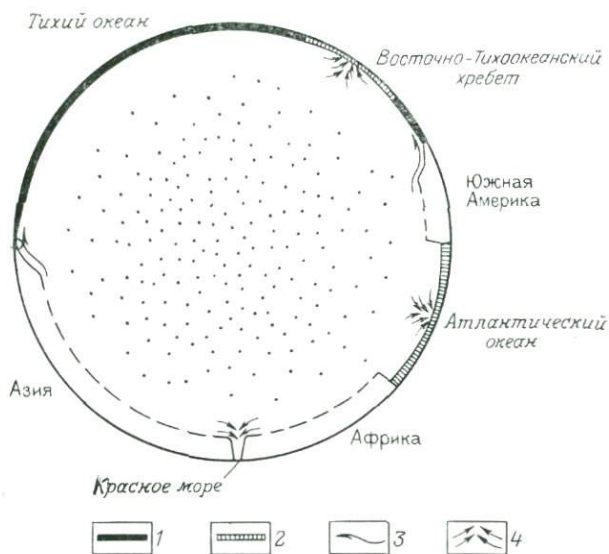


Рис. 47. Схема образования океанической коры различного типа при расширении Земли

1 — океаническая кора, образованная путем эдукционного выдвигания мантийного материала из-под краев континентов; 2 — океаническая кора, образованная при спрединговом раздвижении континентальной литосферы или ранее образовавшейся океанической коры; 3 — направление течений в мантии при выдвигании (эдукции) материала океанической коры из-под краев континентов; 4 — направление течений в мантии при образовании океанической коры в срединноокеанических хребтах. Пунктир — основание континентальной литосферы, точки — внутренняя, вероятно расширяющаяся, часть Земли

зонах глубинный мантийный материал поднимается непосредственно ко дну океана в виде вертикально направленного потока. Его выходу на поверхность мешает только тонкая вследствие недавнего образования, подвергающаяся постоянному рифтовому раздвижению, океаническая кора (рис. 47). В этих условиях запас глубинного тепла, приносимый мантийными потоками, доставляется непосредственно к земной поверхности и расходуется в рифтовой зоне, вызывая вулканическую и интрузивную деятельность, совмещенные с зоной наиболее высокого теплового потока и симметрично угасающую по ее сторонам. В эдукционных областях поднимающийся к поверхности поток мантийного материала имеет над собой препятствующую его подъему кровлю более холодной и прочной континентальной литосферы; наличие этой кровли обуславливает наклонное направление мантийного потока, который должен искать выход на поверхность там, где континентальная литосфера прерывается. При подъеме (вытекании) вдоль нижних поверхностей континентальных блоков глубинный материал отдает часть своего тепла этим более холодным блокам; при достижении им уровней обусловленных падением литостатического давления

выделяющиеся из него жидкие и газовые фазы ищут кратчайшие пути к поверхности и обычно находят их, формируя сквозные каналы, проникающие через континентальную литосферу. В ходе возникающего таким образом вулканизма значительная часть запасов глубинного тепла выносится к поверхности непосредственно с продуктами вулканизма в пределах окраины континента или островных дуг; часть его расходуется в широкой зоне окраинных морей, если они существуют. Зона высокого теплового потока располагается здесь асимметрично относительно вулканической зоны, будучи смещенной в сторону континента. Сам вулканизм носит принципиально иной характер по сравнению с вулканизмом срединноокеанических хребтов. Поднявшийся эдукционным путем глубинный материал, в отличие от глубинного материала срединноокеанических хребтов, к месту своего выхода на поверхность в океаническом желобе доставляется существенно остывшим и, кроме того, лишенным присутствовавших в нем ранее наиболее подвижных компонентов.

В обоих случаях материал, идущий на постройку океанической коры, не соответствует полностью составу мантии: при спрединге в верхней части коры широко распространены выплавленные из ультраосновного мантийного вещества базальты, а при эдукции в кору поступает мантийный материал, с одной стороны отдавший часть компонентов при своем подъеме в окраинные вулканические и рудные материковые пояса, и с другой — обогатившийся материалом континентальной коры вследствие длительного соприкосновения с ней при выдвигании. Различия в способе выведения на поверхность глубинного материала находят отражение в резком различии мегаструктур, сопровождающих спрединг и эдукцию: в первом случае это симметричная постройка срединного хребта, во втором — асимметричная мегаструктура, возникающая около наклонной поверхности вытекания мантийного вещества с разнообразными висячим континентальным и лежащим океаническим крыльями.

По геофизическим свойствам эдукционная океаническая кора, видимо, близка к океанической коре спредингового происхождения, однако отличия ввиду их различного происхождения должны существовать. Вопрос этот, естественно, требует специального изучения. Плотность эдукционной коры, вероятно, больше, чем спрединговой, так как соответствующие современные океанические глубины в областях, для которых следует предполагать эдукционное происхождение, больше (часто более 6000 м), чем в областях заведомо спрединговых (обычно менее 6000 м). Можно отметить более высокие положительные аномалии Буге, свойственные, например, предположительно эдукционным океаническим областям северо-западной части Тихого океана (указывающие в условиях изостатического равновесия на большую плотность океанического фундамента).

Сложность внутреннего строения океанов и геосинклиналей в значительной мере определяется соотношением эдукционного

и спрединговых процессов, участвовавших в формировании их фундамента.

Нарушение спрединговой асимметрии как следствие эдукции.

Симметричное расположение материкового обрамления относительно оси спрединговых хребтов является характерной чертой океанов, возникших путем спрединга. Почти идеальным примером подобной структуры служит Срединно-Атлантический хребет. Симметрично расположенным относительно основных спрединговых осей, несмотря на сложность их рисунка, является обрамление Индийского океана и приантарктической области. В указанных случаях хребты располагаются против материковых побережий неактивного типа, характеризующихся отсутствием желобов. Там, где появляются желоба, симметрия расположения спрединговых хребтов нарушается, и тем более, чем больше распространены желоба. Подобную закономерность можно видеть в северо-восточной части Индийского океана, прилегающей к Зондскому желобу, и особенно в Тихом океане.

Расположенный в пределах Тихого океана срединный хребет — Восточно-Тихоокеанское поднятие — занимает резко асимметричное положение, будучи смещенным в юго-восточную часть океана, в то время как центральная и северо-западная его части, окруженные границами активного типа, явно выпадают из системы срединноокеанических хребтов.

В гл. II отмечалось, что подобное строение Тихого океана нужно считать естественным следствием распространения у его западных и северных границ желобов и прилегающих к ним площадей с океаническим дном эдукционного происхождения. Если учесть это обстоятельство, то симметричное строение спрединговой площади в Тихом океане, представленной Восточно-Тихоокеанским поднятием, сохраняется. Имея основным своим северо-восточным продолжением хр. Кокос, это поднятие располагается не между материками, а между площадями эдукционного океанического фундамента — наиболее обширной в северо-западной части океана и сравнительно неширокой на юго-востоке перед Перуанско-Чилийским желобом. Можно полагать, что Восточно-Тихоокеанский симметричный спрединговый (палеоген-неогеновый) хребет шириной всего 3—4 тыс. км пересекает область более древнего (юрско-мелового) эдукционного океанического фундамента. Этой особенностью его образования можно объяснить свойства, отличающие его от других спрединговых хребтов, возникших на месте раскола континентов: пологий рельеф, большая скорость расширения и др. В северо-западной половине Тихого океана эдукционные процессы протекают по крайней мере с поздней юры; следствием широкого их развития могут являться не только современные островные дуги, но также островные цепи и подводные хребты центральной части океана типа Гавайских островов — Императорского хребта, которые могут представлять собой наиболее древние, полузатопленные и разрушенные островодужные цепи.

В Атлантическом и Индийском океанах эдукционное наращивание играло меньшую роль, но также проявилось на некоторых их окраинах: в Индийском океане — в районе Зондского желоба, где данные глубоководного бурения подтверждают эдукционное направление перемещений океанического фундамента, в Атлантическом океане — его северо-западная присевероамериканская часть, в которой геофизическими работами устанавливается существование ныне захороненного окраинного желоба мезозойского возраста.

Можно предположить, что образование океанической коры путем спрединга чаще происходит в крупных океанах (Тихий океан в этом случае является исключением), в то время как для геосинклиналей, особенно тех, которые развиваются на окраинах океанов (окраинных морей), более характерно эдукционное образование океанической коры. В частности, как показывалось, оно видимо широко проявилось в окраинных морях мезозойского Тетиса. Распространение эдукционного механизма образования океанического фундамента на последнем, мезозойско-кайнозойском, этапе развития Земли в целом, очевидно, было меньшим, чем спредингового.

Границы эдукционной и спрединговой океанической коры.

Вопрос о распознавании границ спрединговой и океанической коры требует специальных исследований. В открытом океане, когда одна кора непосредственно примыкает к другой, сопоставляя сопряжению разрастающуюся область с субпараллельным положением спрединговой оси и линий эдукционного выдвигания (как это происходит в Тихом океане), указанная граница, видимо, выражается имеющим подобное же простираание понижением уровня океанического дна в сторону эдукционной коры, поскольку нормальное, изостатически уравновешенное положение последней является более низким. Какие-либо подробности строения таких границ привести пока нельзя. Существует еще один тип границы между эдукционной и спрединговой корой, примером которой служит Восточно-Индийский океанический хребет (90-го градуса). Он является следом поперечного внедрения в восточную часть мезозойского Тетиса спрединговой области, имеющей на фронте движения крупный блок древней континентальной литосферы в виде Индийского субконтинента. Подобное внедрение стало возможным благодаря очень высокой скорости спредингового раскрытия Индийского океана позади Индостана, которое по данным палеомагнитных измерений, проведенных в мезозойских отложениях Индии, составляло 10 см/год [113], т. е. было значительно выше возможной средней скорости расширения Земли в мезокайнозой (до 1 см/год по радиусу). Там, где эдукционная область не подвергалась внедрению Индийского континентального блока (к востоку от Восточно-Индийского хребта), она сохранилась на поверхности Земли и участвовала в наращивании площади юго-восточной части Индийского океана сопряженно со спрединговым его разрастанием. Перед фронтом продвинувшегося к северу

Индостана мезозойская эдукционная кора восточной половины Тетиса оказалась смятой, интенсивно деформированной и перемещенной в область Гималасв и Тибета. История развития сохранившейся к востоку от Восточно-Индийского хребта эдукционной океанической площади (бассейн Уортона) мезозойского возраста рассматривалась в главах V и VI*.

Структура эдукционной коры. Мантийный материал, который становится эдукционной литосферой со времени выдвигания на земную поверхность, последнюю часть своего пути до его выхода на дне желоба перемещается уже как потерявшее пластичность при остывании, твердое по своим механическим свойствам вещество. На протяжении последних десятков километров своего пути к земной поверхности оно непрерывно взаимодействует с твердым веществом неподвижного континентального крыла, неизбежно разрушая его и подвергаясь разрушению само. Результатом является образование вдоль зоны эдукционного выдвигания больших масс тектонических продуктов, характеризующих зоны разломов, типа милонитов, филлонитов, брекчий и тектонических смесей различного рода, а также разрывных структур плоскостной ориентировки — тектонических чешуй, линз и клиньев вместе с зонами разлнзования и расланцевания. Значительная часть таких масс транспортируется совместно с основной частью эдукционной литосферы в сторону раскрывающегося океана или геосинклинали и выводится на поверхность океанического дна.

Отсюда вытекает два следствия. Во-первых, выдвигающаяся на поверхность в океанических желобах эдукционная океаническая кора несет в своей верхней части чехол тектонически переработанного материала, близкий к сплошному или сплошной, и значительной мощности, во-вторых, состав этого чехла должен быть достаточно пестрым и неоднородным, поскольку, кроме перидотитового субстрата, составляющего, очевидно, основную часть эдукционной литосферы, он может содержать обломки и блоки континентальной коры, оторванные от континентального крыла, в том числе из базальтового его слоя, а также различные тектонические смеси. Материал океанического крыла в ходе его выдвигания подвергается регрессивному метаморфизму, так как перемещается в направлении падения литостатических давлений и температур; соответственно, в материале, выводящемся на земную поверхность, проявляются фации низкотемпературного метаморфизма при

* Боковым следом движения Индостана явился Восточно-Индийский хребт (90-го градуса). Г. Б. Удинцев и Е. В. Коренева [73] показали, что в основании осадков, вскрытых глубоководными скважинами на вершинах хребта, закономерно распространены прибрежные отложения палеоцен-олигоценового или более древнего возраста, содержащие испытавшую недалекий перенос наземную растительную пыльцу. Авторы считают, что эти осадки отложились рядом с существовавшей в Индийском океане и ныне погруженной сушей Лемуруней, по кажется более вероятным, что они остались после прохождения по западную сторону Восточно-Индийского хребта Индостана.

признаках высоких давлений стрессового характера. Все перечисленные признаки, действительно, можно обнаружить в породах океанического дна, в местах вероятного эдукционного его происхождения, а также в фундаменте, лежащем в основании осадочного разреза ряда древних геосинклиналей.

Следы испытываемых эдукционной океанической корой перемещений отражаются в свойственных ей тектонических структурах. Прежде всего это тектонические пластины и чешуи, ориентированные согласно направлению перемещений, т. е. полого относительно поверхности эдукционной коры, часто воспринимаемые поэтому как структуры пологого надвигания. Вообще, поскольку направление перемещений, соответствующее выдвиганию, в отличие от надвигового, не считается обычным, и возможность его часто не оценивается; соответственно, наличие пологих тектонических контактов принимается за свидетельство надвиговых перемещений. Однако возрастная последовательность отложений в сериях чешуй, свойственных активным окраинно-океаническим зонам, когда чешуи содержат предшествующие их образованию осадки, часто оказывается обратной той, которая требуется надвиговым направлением: верхние чешуи включают более молодые отложения, чем нижние. Такая последовательность отвечает поддоновому направлению, что должно учитываться при тектоническом анализе. Материал тектонических пластин и чешуй в эдукционной коре, особенно когда в их составе участвуют меланжевые комплексы, нередко принимается за аллохтонный. Это не совсем верно, хотя он может быть совершенно чужд субстрату эдукционной коры: это материал отторженцев континентального крыла эдукционных зон, перемещенный вместе с океаническим субстратом. В случае когда эдукционная кора подверглась складчатости — а именно в таком состоянии мы наблюдаем ее в большинстве древних геосинклиналей — расшифровка структур эдукционной коры становится особенно сложной.

Морфологически отторженцы континентального крыла являются не только чешуями и пластинами, но образуют блоки разнообразных размеров и формы от мелких обломков в меланже до крупных обломков, составляющих основу островных дуг. Различные участки эдукционной коры могут характеризоваться развитием отторженцев разного размера. Наиболее крупными континентальными отторженцами в составе эдукционной коры являются островные дуги и родственные им образования. Понимание островных дуг как перемещенных в сторону океана краевых частей континентов предложено давно и поддерживается многими современными исследователями. Такое понимание хорошо согласуется с эдукционным направлением движений и, наоборот, противоречит субдукционному.

Таким образом, структура эдукционной коры обладает значительной сложностью еще до проявления складчатости, чем она отличается от океанической коры спредингового происхождения, более однородной в приповерхностной ее части. Отторженцы кон-

тинентального происхождения в спрединговой коре могут встречаться, вероятно, вблизи осевых частей срединных хребтов как следы первоначального раскалывания материков, причем, по-видимому, в редких случаях.

Различия эдукционной и спрединговой океанической коры в геосинклиналях прошлого имеют большое значение для понимания и их развития, и характера возможных рудных процессов. Происхождение океанической коры определяет также особенности развития складчатых процессов.

СКЛАДЧАТОСТЬ В УСЛОВИЯХ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

Одно из распространенных возражений против гипотезы расширения Земли состоит в том, что эта гипотеза, как полагают, не может объяснить существование складчатости, шарьяжей и других проявлений сжатия. Однако с этим мнением согласиться нельзя, ибо в его основе, по-видимому, лежит представление, согласно которому расширение Земли во всем противоположно контракции, и если при контракции предполагается всеобщее сокращение земной поверхности, приводящее к складчатости, то при расширении Земли должно происходить повсеместное растяжение. При этом не принимается во внимание, что единственно возможным способом разрастания земной поверхности в случае расширения Земли является разрастание поверхности океанов при ограниченных изменениях или сохранении размеров материков. Это обстоятельство совершенно изменяет следствия расширения земной поверхности.

Большое расширение Земли, если считать, что его масштабы соизмеримы с масштабами спрединга в океанах (увеличение линейных размеров в 1,4 раза или на меньшую, но тоже значительную величину), означает подъем огромных масс земного вещества на тысячу или более километров относительно поверхности, которая могла существовать в конце палеозоя. Этот процесс происходил в условиях резкой неоднородности верхних оболочек Земли, разделенных на литосферу континентальных массивов, не принимающих участия в расширении и не изменяющих, или изменяющих незначительно, свою площадь, и океаническую литосферу с увеличивающейся площадью, постоянно нарастаемую путем выхода на поверхность новых порций глубинного материала. Континентальная литосфера, ее фрагменты и обломки при этом неизбежно препятствуют вытеканию глубинных масс, обусловленному, вероятно, увеличением объема внутренних частей Земли. В ходе взаимодействия поднимающегося из глубины материала, создающего при выходе на поверхность океаническую кору, и сопротивляющихся расширению континентальных глыб, в первом формируются направленные к поверхности односторонние мантийные течения, вторые же подвергаются силовому воздействию и относительно небольшим перемещениям. Вряд ли можно полагать, что в подобных

условиях поднятие континентальных глыб на новые уровни происходило только вертикально, в направлении радиусов, если принять еще во внимание воздействие ротационных факторов, более значительное, чем при постоянном размере Земли, и изменения положения полюсов и оси вращения Земли, устанавливаемые по палеомагнитным данным*.

Трасктории движения континентальных глыб в этой обстановке не могли быть простыми; они не только удалялись друг от друга (что было преобладающим процессом), но на отдельных участках могли сближаться, поворачиваться, в отдельных случаях сталкиваться. Все отклонения от радиального движения вели к смятию расположенных между ними и на их границах участков непрочной океанической литосферы. Представляется, что перемещения такого рода служат достаточным объяснением наблюдаемых явлений складчатости, причем с традиционных в геологии позиций горизонтального сжатия; следует при этом принимать во внимание, что области складчатости, во всяком случае в любую эпоху фанерозоя, значительно уступали по площади областям расширения, т. е. складчатость носила подчиненный характер по отношению к расширению земной поверхности. Это отчетливо устанавливается для эпохи мезо-кайнозоя из сопоставления площадей развившихся за это время океанов и областей, испытавших складчатость (рис. 48).

Масштаб возможных горизонтальных перемещений при расширении Земли определяется величиной расширения. Увеличение длины любого большого круга на поверхности Земли за фанерозой, при принимаемых обычно размерах большого расширения, составляет 10—12 тыс. км. Отсюда подчиненные тектонические перемещения под воздействием локально развивающихся сил сжатия на расстояния сотен и первых тысяч километров представляются вполне возможными.

Ввиду сказанного указания на трудность объяснения складчатости с точки зрения расширения Земли следует отнести к недоумениям. Не нужно забывать, что объяснение складчатости, которое было бы признано удовлетворительным большинством геологов, представляет пока непреодоленную трудность для всех существующих тектонических гипотез. Перспективы объяснения складчатости с позиций расширения Земли могут поэтому рассматриваться как предпочтительные.

* Вопрос о смещении оси вращения Земли имеет самостоятельное значение. Особого внимания заслуживают выводы Ю. М. Шейнманна (подходившего к вопросам использования палеомагнитных данных с большой осторожностью) о высокой скорости перемещений полюсов, происходивших в отдельные короткие промежутки геологического времени [88]. Расширение Земли, ведущее к изменениям взаимного положения материков и размеров океанических пространств, может служить причиной нарушений равновесия вращающегося геоида и изменений его пространственной ориентировки. Последние, в свою очередь, ведут к перестройке земного сфероида и соответствующим перемещениям масс земных оболочек, вызывающим тектонические деформации.

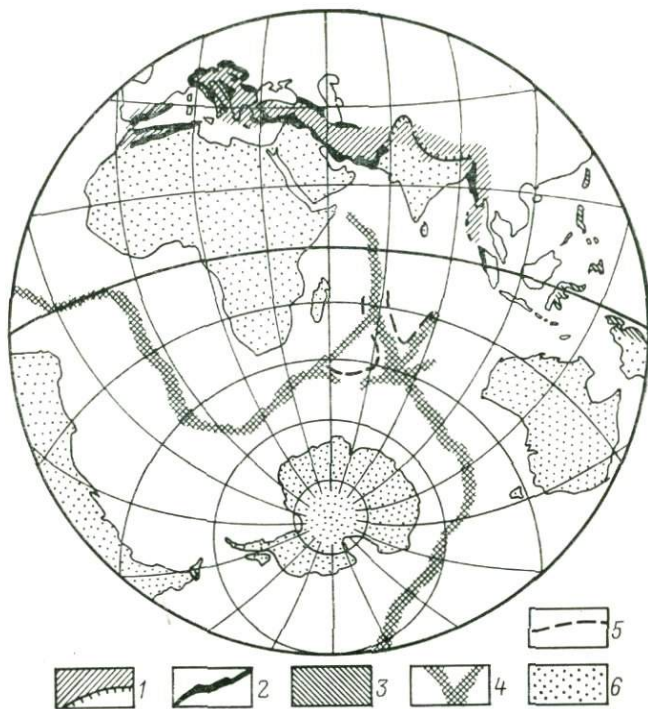


Рис. 48. Расположение испытывших средин океанов и Альпийского складчатого пояса

Использована косая азимутальная стереографическая проекция, масштаб которой по краям в два раза крупнее, чем в центре; несмотря на вызванное этим преуменьшение размеров Индийского океана, видны значительно меньшая по сравнению с океанами величина Альпийско-Гималайского пояса, а также его расположение перед фронтом перемещения Африканского и Индийского континентов

1 — область деформаций Альпийско-Гималайского складчатого пояса и главнейшие надвиговые структуры; 2 — геосинклинальные зоны, испытывшие наиболее сильные деформации сжатия; 3 — Притихоокеанская геосинклинальная складчатая область; 4 — зоны раздвижения срединноокеанических хребтов (оси спрединга); 5 — вероятное первоначальное положение южных окончаний Африканского и Индийского континентов (их размеры увеличены, так как после раскалывания континентов отвечающие линиям раскола срединноокеанические хребты в ходе расширения Земли испытали растяжение в разных направлениях); 6 — континенты гондванской группы

Нужно сказать, что возможности объяснения складчатости, вытекающие из гипотезы расширения Земли, не оцениваются должным образом не только противниками, но в ряде случаев и сторонниками гипотезы расширения Земли. Некоторые из них полагают, что объяснение складчатости в условиях расширения должно исключить явления латерального сжатия. Так, согласно С. Кэри, ученому, внесшему чрезвычайно крупный вклад в развитие представлений о расширении Земли, складчатость в геосинклиналях в условиях расширения Земли вызывается образованием диапиров подкорового вещества, их воздыманием над геосинклинальным обрамлением и последующим гравитационным растеканием, в ходе которого перемещаются и деформируются

отложившиеся геосинклинальные осадки; этот процесс, по С. Кэри, может протекать одновременно с расширением геосинклинали [97].

В. Н. Ларин [37] связывает складчатость с возникающими между диапирами депрессионными воронками всасывания, в которые стекает подкоровое вещество, увлекающее располагающиеся на нем геосинклинальные осадки. Как можно заметить, в обоих случаях причиной складчатости считается пластическое нагнетание вещества в область геосинклинали, но в первом случае снизу, а во втором — сверху. Недостатком подобного рода построений является прежде всего сходство со многими ныне оставленными тектоническими схемами 20—30-х годов (например, Л. Кобера, Р. ван Беммелена и др.). Из таких схем вытекает, в частности, представление о складчатости как о принципиально симметричном процессе, что противоречит современным данным о строении складчатых областей, получаемым путем геологического картирования.

Фактические наблюдения давно приводят геологов к выводу о создании складчатых структур в пределах геосинклинали путем бокового давления при активном силовом воздействии обрамления. В частности об этом свидетельствует постоянно выявляемая асимметрия складчатых геосинклинальных построек, развивающаяся даже в случае симметричного строения геосинклинали на стадии ее раскрытия (гл. VI).

Независимость процессов складчатости от предшествующего развития геосинклинали. Объяснение складчатости в условиях расширения Земли требует, однако, отказа от некоторых устоявшихся геологических представлений. Одним из них является пространственный взгляд на складчатость как на обязательный процесс завершения геосинклинальной истории, обусловленный механизмом развития геосинклинали. Факты заставляют противопоставить этой точке зрения иную, состоящую в том, что геосинклинали, представляющие собой области раздвига, растяжения и прогибания, подвергаются складчатости только в том случае, если на них накладываются посторонние, т. е. возникающие вне геосинклинали, сжимающие силы, вызванные большей частью перемещениями блоков геосинклинального обрамления.

Таким образом, внутри геосинклинали, как можно думать, отсутствует подобие часто предполагаемого скрытого механизма, обеспечивающего на определенной стадии развития ее складчатость. При возникновении накладываются на них внешних сил сжатия кора геосинклинали, относительно тонкая и часто прогретая, обладающая поэтому относительно малой жесткостью, значительно легче, чем другие части литосферы, подвергается деформациям, что и является причиной развития складчатости именно в геосинклиналях. Поля сжатия, приводящие к складчатости, имеют в масштабе Земли локальное распространение и возникают спорадически, поэтому складчатости подвергаются не все геосинклинали и не обязательно полностью. Хорошо известно, что никакого промежутка определенной длительности

между началом прогибания геосинклинали и временем ее складчатости не существует; известны также примеры неполного закрытия геосинклиналей, подвергшихся складчатости лишь на отдельных участках, например, в Альпийской геосинклинальной области, где участками остаточных геосинклиналей, не подвергшимися складчатости, являются Черное море и южная часть Каспийского.

Геосинклинали могут не подвергаться складчатости неопределенно долго и могут, видимо, вообще остаться не захваченными складчатостью. Так, по крайней мере с девона существует геосинклинальная по ряду признаков (о чем писал в 20-х годах А. А. Архангельский) Прикаспийская впадина, отложения которой не испытали складчатости и поэтому часто относятся к платформенным, несмотря на их огромную мощность. К длительно существующим и не подвергшимся складчатости геосинклиналям следует, видимо, относить также Западно-Сибирскую низменность. Можно предполагать, что в дальнейшей геологической истории никогда не подвергнется складчатости значительная часть современных окраинных морей, число и площадь которых в ходе развития Земли, видимо, возрастают, а также преобладающая площадь существующих океанов.

Виды складчатости. Условия расширения Земли допускают существование двух основных видов складчатости: эдукционной и межконтинентальной. Сущность и причины возникновения эдукционной складчатости излагались выше (гл. III); рассматривалось также развитие эдукционной складчатости в Корякской геосинклинали и ее обрамлении, приведшее к наращиванию северо-восточной окраины Азиатского материка в юре, мелу и палеогене.

Эдукционная складчатость развивается висячем крыле зон эдукционного выдвигания глубинного материала вследствие оказываемого им на это крыло давления. Необходимым условием развития эдукционной складчатости является присутствие в составе висячего крыла эдукционной зоны участков с неподвергшейся складчатости маломощной геосинклинальной литосферой; наиболее обычны в ряду таких участков окраинные геосинклинали, развившиеся ранее в результате деятельности той же эдукционной зоны. Смена условий растяжения условиями сжатия в висячем крыле эдукционной зоны может вызывать изменения ее наклона, изменениями соотношений между фазами физического состояния глубинного вещества, следствием которых могут явиться увеличение или уменьшение сил сцепления в крыльях эдукционной зоны и другие причины. Смена условий растяжения условиями сжатия не является обязательной, и многие окраинные геосинклинали в висячих крыльях эдукционных зон могут оставаться раскрытыми и не испытавшими складчатость. В случае сопровождения эдукционного процесса складчатостью эдукционное геосинклинальное развитие приводит к созданию складчатой литосферы, наращивающей активные границы континентов.

Примером межконтинентальной складчатости может служить образование Альпийского складчатого пояса, возникшего на месте

существовавшей ранее сложно построенной геосинклинальной области — океана Тетис. Причиной складчатости явилось перемещение к северу южных материков, состоящих преимущественно из мощной древней континентальной литосферы, и сближение их с платформенными массивами Евразии. В западной части Тетиса такое перемещение испытала Африка, в восточной — Индостан и соседние более мелкие осколки Гондваны (группа Ирано-Афганских срединных массивов). В результате океан Тетис на большей части своего протяжения оказался раздавленным и превращенным в складчатую горную систему.

Причинами развития межконтинентальной складчатости являются резкие различия в жесткости литосферы, слагающей древние континентальные (платформенные) глыбы и геосинклинальные области, и перемещения этих глыб, сопровождающие в большинстве случаев спрединги располагающихся за ними океанов. Срединг, по-видимому, является повсеместной причиной крупных перемещений материковых блоков, приводящих к складчатости межконтинентального типа. Причину перемещений можно видеть в более быстром раскрытии молодых океанов по сравнению с древними, со скоростью раскрытия, превышающей среднюю скорость возможного расширения Земли.

Возникновение участков ускоренного расширения земной поверхности в форме океанов спредингового типа можно понять, если принять во внимание, что их раскрытию предшествует раскалывание материков, т. е. предварительное сосредоточение избыточного глубинного давления в местах раскалывания. Вполне возможно, что скорости раскрытия более молодых океанов закономерно превосходят скорости раскрытия древних океанов в связи с общим увеличением скорости расширения Земли; кроме того, различия в скорости раскрытия океанов могут быть обусловлены их происхождением.

Как можно судить по полученным выше цифрам, скорости раскрытия эдукционных бассейнов (1—2, до 5 см/год), по-видимому, меньше скоростей спредингового раскрытия. Отсюда деформация преимущественно эдукционного (как показывалось выше) океана Тетис под воздействием раскрытия молодых спрединговых Атлантического и Индийского океанов представляется вполне вероятной.

Вероятное перемещение Индийской платформы от центра Индийского океана произошло в конце юры и составило около 4,5 тыс. км, что отвечает средней скорости ее перемещения 3 см/год; удвоенная скорость общего спредингового расширения Индийского океана, занимающего всего $\frac{1}{4}$ большой окружности Земли, достигает, следовательно, 6 см/год. Скорость спредингового расширения в Восточно-Тихоокеанском хребте, согласно определению полосовых магнитных аномалий, составляет 12 см/год. В то же время максимально возможное приращение длины большого круга Земли в результате общего расширения составляет 6—9 см/год. Таким образом, вывод об опережении скорости

общего расширения Земли разрастанием литосферы молодых спрединговых океанов подтверждается существующими оценками.

Области, подвергшиеся складчатости, могут вскоре вновь испытать разрывы и включить в себя новые раздвиговые геосинклинали. Примеры развития такого рода можно видеть в раскрытии молодого Средиземного моря среди складчатой мезо-кайнозойской Альпийской системы, в раскрытии впадины Двуречья — Персидского залива и др.

Необходимым условием смятия ранее существовавших океанических и геосинклинальных областей является раздавливание их континентальной платформенной литосферой, т. е. наличие на фронте расширения спрединговых площадей континентов с древним основанием или их крупных отколовшихся фрагментов. При прямом соприкосновении наращиваемых навстречу друг другу эдукционных и спрединговых площадей (например, в Тихом океане) значительных зон сжатий, ведущих к складкообразованию, по-видимому, не возникает. Это можно объяснить малой мощностью океанической литосферы, как эдукционной, так и спрединговой, и близостью к поверхности подстилающих ее пластичных масс, перераспределение которых способствует достаточно быстрому установлению динамического равновесия.

Наряду с рассмотренными существуют области, где проявления межконтинентальной и эдукционной складчатости оказываются совмещенными. Их примером может служить Олойско-Ануйская геосинклинальная область, складчатое преобразование которой происходило в составе висячего крыла Таловско-Майнской эдукционной зоны, ограничивавшей Корякскую геосинклиналь. Основной причиной складчатого процесса послужило давление, развившееся в висячем крыле этой эдукционной зоны, но механизм смятия состоял в сближении фрагментов платформенного обрамления геосинклинальных прогибов Олойско-Ануйской области.

Как видно из сказанного, основным источником тектонических сил, как в случае эдукционного, так и межконтинентального складкообразования являются океаны — точнее, порождающие их раскрытие, направленные из глубины к поверхности, мантийные течения.

СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Ныне существующие континенты, видимо, можно подразделить на два типа. С одной стороны, это южные континенты, характеризующиеся преобладанием в их составе литосферы древних платформ. Складчатые зоны образуют резко подчиненные оторочки по их окраинам. С другой стороны, им могут быть противопоставлены северные континенты — Северная Америка и Евразия, — значительная часть которых представлена складчатыми областями. Особенно характерна в этом отношении Евразия, в которой площади распространения древних платформ и складчатых обла-

стей примерно равны. Континент Евразии является подобием конгломерата, состоящего из фрагментов древней литосферы, соединяемых складчатыми областями. Возможно, Евразию нужно считать континентом нового типа, образование которого стало возможным лишь в фанерозое, при ускоренном расширении Земли. Современные континенты продолжают подвергаться расчленению, обусловленному растяжением, — южные континенты в зоне Великих Африканских разломов, бассейне Амазонки, Евразия — в районах Средиземноморья, Байкала и т. д.

На протяжении фанерозоя, особенно во второй его половине, непрерывно происходило повышение уровня стояния континентов относительно океанической поверхности. Результатом этого повышения явилось распространение на всех континентах морских отложений всех возрастов, не только в подвергшихся складчатости областях, но и на обширных пространствах платформ. Следы общего повышения стояния континентов являются широко распространенные эрозионные срезы, вскрывающие разновозрастные субгоризонтальные слои на платформах, высоко поднятые поверхности пенеппенов. Причина относительного повышения континентов, видимо, состоит в понижении уровня Мирового океана, связанного с расширением Земли. Таким образом, площадь суши на Земле при ее расширении возрастала.

Наряду с древними платформами и складчатыми областями в состав некоторых континентов, очевидно, входят не подвергшиеся складчатости геосинклинальные структуры, если они, в силу относительно медленного раскрытия и обилия доставляемого в них обломочного материала, оказываются заполненными осадками с аккумулятивной поверхностью, поднявшейся над уровнем моря. Выходу такого рода аккумулятивных поверхностей из-под уровня моря способствует отмеченное выше понижение уровня Мирового океана относительно континентов с течением геологического времени. С точки зрения автора, такого рода геосинклиналями, как уже упоминалось, являются Прикаспийская впадина и Западно-Сибирская низменность, а также Печорская, Хатангская и некоторые другие впадины в Евразии. К ним, возможно, относятся впадины Великих равнин Северной Америки и Верхне-Амазонская Южной Америки. Горизонтальное и пологое залегание осадков в таких структурах часто принимается за свидетельство их платформенной природы и существования под ними жесткого основания. С излагаемой точки зрения оно является лишь следствием их развития вне возникавших на поверхности Земли локальных участков сжатия, наложение которых могло бы привести к распространению на всех указанных площадях складчатости. Точно так же нескладчатыми являются пространства океанов и молодых морей, несмотря на присутствие под ними молодой маломощной океанической литосферы. Следует полагать, что горизонтальное залегание осадков может считаться признаком существования под ними жесткого фундамента платформенного типа только в случае, если оно сопровождается признаками

достаточно высокого гипсометрического стояния последнего — ограниченной мощностью осадочного чехла и наличием в нем перерывов. Погружение фундамента на глубину 10—12 тыс. м, как это имеет место на севере Западно-Сибирской низменности, и свыше 20 тыс. м в Прикаспийской впадине свидетельствует скорее всего о геосинклинальной их природе. Наличие высокоплотного, т. е. отвечающего свойствам офиолитового комплекса, фундамента под осадками Прикаспийской впадины устанавливается геофизическими исследованиями.

ТРИ ТИПА ЗЕМНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

На основании сказанного следует выделять три основных типа литосферы: 1) древняя континентальная платформенная, 2) геосинклинальная (океаническая) и 3) складчатая, возникающая при складчатом преобразовании геосинклинальной литосферы.

Древняя континентальная (платформенная) литосфера. Общий процесс ее возникновения с позиций расширения Земли можно представить себе достаточно однозначно. Быстрое расширение, свойственное мезозою и кайнозою, не могло протекать на протяжении всей геологической истории. По-видимому, континентальная платформенная литосфера, консолидированная на глубину нескольких сотен километров, сформировалась в течение предшествовавшего неогену и охватившего несколько миллиардов лет отрезка геологической истории в условиях медленного расширения Земли или его отсутствия. Формирование литосферы было обусловлено медленно протекающей дифференциацией земного вещества гравитационной и других видов глубинной кристаллизацией и другими процессами. Таким образом была создана жесткая оболочка, охватывающая большую часть земной поверхности. Возможно, на какой-то стадии докембрийского развития она испытала значительные нарушения только в области Тихого океана. Увеличение скорости расширения Земли привело к прогрессирующему раскалыванию древней оболочки. В настоящее время она представлена фрагментами различного размера: от наиболее крупной Африканской платформы протяженностью с севера на юг 7 тыс. км до разнообразных срединных массивов размерами в сотни километров. Признаками древней континентальной литосферы являются: 1) высокий гипсометрический уровень стояния их поверхности, превышающий в большинстве случаев современный уровень океана, 2) ограниченные мощности и прерывистое строение осадочного чехла, 3) слабые или умеренные, блокового (складчато-глыбового) типа деформации осадков.

Геосинклинальная (океаническая) литосфера. Широкое и увеличивающееся с течением геологической истории ее распространение связано с поздним этапом развития Земли, характеризующимся ускорением общего расширения и расчленением древней континентальной литосферы. В океанах (мегагео-

синклиналях) и геосинклиналях, возникших между обломками последней, формировалась образуемая в короткие геологические сроки путем выведения на поверхность мантийного материала маломощная (в десятки километров) литосфера базитового—ультрабазитового состава. Механизмов образования такой литосферы, как показывалось, два: эдукционный и спрединговый. В настоящее время преимущественным распространением пользуется второй, но соотношения в прошлом могли быть иными. Океаническая литосфера как эдукционного, так и спредингового происхождения обладает пониженной прочностью и легко деформируется при сближении, поворотах и иных перемещениях блоков древней континентальной литосферы, приводящих к возникновению местных полей сжатия. Значительная часть океанических и геосинклинальных площадей не подвергается складчатости, причем с течением геологической истории распространение таких площадей, вероятно, увеличивается. Постоянным признаком литосферы геосинклинального типа, обусловленным проявлением изостазии, является низкое гипсометрическое стояние ее поверхности: 5,5—6,5 км ниже уровня океана для литосферы эдукционного типа и большей частью менее 6—5,5 км для спрединговой литосферы. При заполнении геосинклинали осадками поверхность ее фундамента способна опуститься на глубину 20 км и более.

Складчатая литосфера. При наложении поля сжатия и преобразования складчатыми процессами геосинклинальная литосфера испытывает увеличение мощности, отвечающее сокращению ее площади, и усложнение внутренней структуры. Под воздействием этих явлений, а также нередко развивающихся процессов магматизма и метаморфизма, подвергаясь складчатости океаническая литосфера испытывает консолидацию, т. е. становится более прочной и жесткой по сравнению с исходной океанической литосферой. Уровень стояния поверхности складчатой литосферы, как правило, значительно выше платформенного. В большинстве случаев возникающая на основании океанической складчатая литосфера превращается в горную область, в чем нужно видеть изостатическое следствие ее утолщения.

Появляющаяся таким образом складчатая литосфера имеет принципиально иную природу, чем литосфера древних платформ. Они отличаются длительностью и существом процессов развития и, следовательно, строением, составом, толщиной, механическими свойствами и т. д. Древние платформы являются продуктом медленного эволюционного наращивания литосферы в сравнительно спокойных условиях ранних этапов развития Земли, а молодые складчатые области — продуктом деструкции и преобразования этой литосферы в условиях ускоренного расширения. Время существования позднедокембрийской, палеозойской и более молодой складчатой литосферы значительно короче времени образования литосферы древних платформ, поэтому его следует признать недостаточным для превращения океанической литосферы в аналоги литосферы древнего континентального типа.

Таким образом, часто предполагаемое постепенное эволюционное преобразование складчатой литосферы в континентальную платформенную с изложенной точки зрения вряд ли возможно. Глубинная переработка корней складчатой литосферы в ходе геологического времени, несомненно, происходит, но это, по-видимому, иной процесс. Объединение же складчатых сооружений и древних платформ в составе континентов происходит не на основе их генетической общности и постепенного превращения одних в другие, а вследствие высокого (т. е. соответствующего суше) гипсометрического положения тех и других и возникновения складчатых областей под действием давления платформенных массивов непосредственно у границ последних*.

Вывод о трех типах земной литосферы согласуется с известными геологическими и геофизическими данными. Расчленение современной литосферы Земли на три основные разновидности — древних щитов, горных (орогенных, складчатых) областей и океанов — является обычным в обобщающих геофизических исследованиях.

Вопросы происхождения земной коры и положения границы верхней мантии, природы раздела Мохоровичича и других геофизических разделов, очевидно, следует решать для каждого типа литосферы отдельно.

Глава VIII

ЭДУКЦИОННЫЙ ПРОЦЕСС И РУДНЫЕ ПОЯСА



Реальность эдукционного процесса подтверждается фактическим материалом, который можно получить в древних геосинклиналях, и результатами глубоководного бурения. Эдукционное вытекание мантийного вещества является естественным следствием расширения Земли и, таким образом, увязывается с общей теорией расширения Земли, опирающейся на независимые доказательства, в частности на материалы об океаническом спрединге и палеомагнитные определения.

Вопросом особой практической важности является объяснение образования рудных поясов, развивающихся над сейсмофокаль-

* Одним из подтверждений генетической разнородности платформ и складчатых областей является давно отмеченное Ю. М. Шейнманном резкое несогласие границ складчатых областей, примыкающих к древним платформам, с внутренними структурами последних. Повторение простираций, на котором основано представление о постепенном обрастании древних платформ послераннепротерозойскими складчатыми системами, наблюдается только на границах разновозрастных складчатых систем.

ными зонами. Наличие пространственной связи между рудными поясами и сейсмофокальными зонами, современными и древними (палеосейсмофокальными), можно считать установленным фактом. Молодые, существенно кайнозойские пояса резко повышенной концентрации эндогенных рудных образований располагаются над ныне существующими сейсмофокальными зонами у тихоокеанского побережья Южной Америки, в Центральной Америке, Японии, Филиппинах и других местах тихоокеанского окружения. Под мощным рудным поясом на западе Северной Америки действующей сейсмофокальной зоны нет, но она существовала в сравнительно недавнее время, о чем свидетельствуют захороненные желоба у западного побережья этого континента [93].

Рудные пояса окружения Тихого океана издавна выделяются многими исследователями в особый тихоокеанский тип, распространяющийся весьма далеко в глубь тихоокеанского обрамления (Охотско-Чукотский рудный пояс с существовавшей под ним палеосейсмофокальной мезозойской зоной, Монголо-Охотский пояс — по С. С. Смирнову и др.). Есть все основания полагать, что пояса эндогенного оруденения того же характера пользовались широким распространением и вне обрамления Тихого океана. Так, Аппалачский, существенно мезозойский рудный пояс формировался над мезозойской палеосейсмофокальной зоной, выходившей на поверхность на западной окраине Атлантического океана, о чем также свидетельствуют обнаруженные здесь захороненные под осадками желоба [94]. Автором показывалось [84], что историю мезозойского Тетиса можно истолковывать как раскрытие океанической мегагеосинклинали, сопровождавшейся с обеих сторон, особенно на севере, цепью островных отторженцев и окраинных морей с соответствовавшими им палеосейсмофокальными зонами. Именно над этими зонами сформировалась преобладающая часть рудных районов мезозойско-кайнозойского возраста Южной Европы, Турции и Алжира. Аналогичное происхождение несомненно имеют многие рудные районы северного обрамления Тетиса, расположенные в Азии. На территории СССР глубинные эдукционные зоны с соответствующими им рудными площадями, очевидно, обрамляли палеозойские Чу-Илийскую и Южно-Тяньшаньскую геосинклинали.

В литературе приводятся обоснованные предположения о наличии средне-позднепалеозойской палеосейсмофокальной зоны под Калбой и Рудным Алтаем [21]. Очевидно, существуют палеосейсмофокальные зоны, обусловившие развитие рудных процессов в Австралии, Южной Африке (Капская провинция), в Западной Европе и т. д.

Необходимо заключить, что тихоокеанский тип рудных поясов может выделяться лишь как конкретная ветвь мирового типа надсейсмофокальных рудных поясов. В этих поясах сосредоточены основные мировые запасы олова, молибдена, вольфрама, сурьмы, ртути, висмута, существенная часть запасов меди, свинца, цинка и ряда других металлов.

Рудообразование с точки зрения субдукции. Естественно, что сторонники новой глобальной тектоники обратили внимание на связь размещения рудных поясов и глубинных сейсмофокальных зон, т. е. субдукционных зон, согласно их точке зрения. Работы, посвященные этому вопросу с обсуждением практической и теоретической его сторон, появились вскоре после выхода в свет основополагающих работ «новой глобальной тектоники», однако рудогенное направление не развилось в существенную ветвь «новой глобальной тектоники», что отразилось в весьма скромном (по сравнению с другими направлениями) числе посвященных ему публикаций. При этом принципиального развития высказанных первоначально положений [60, 117 и др.] не произошло.

При объяснении образования надсейсмофокальных рудных поясов с точки зрения субдукционных представлений возникает ряд затруднений. Прежде всего они относятся к объяснению источников рудного вещества. Чаще высказывается мнение, что рудное вещество привносится в зону субдукции вместе с поддвигающейся океанической плитой. Однако океаническое дно (осадки и фундамент), как уже известно, не является повсеместно рудоносным, рудные же пояса возникают, очевидно, над всеми сейсмофокальными зонами. Далее, если в океанических отложениях известны проявления, вплоть до промышленных, свинца, цинка, меди и некоторых других металлов, то повышенных концентраций таких характерных для окраинных рудных поясов металлов, как олово, вольфрам, сурьма, ртуть, в них не обнаружено. Вряд ли может быть найдено объяснение и механизму поддвижения рудонесущих поверхностных осадков вплоть до глубин 600—700 км. Наконец, всякая относящаяся к рудным поясам гипотеза должна объяснять причину или обосновывать принципиальную возможность проявления в них поперечной к простираанию поясов рудной зональности. Как известно, такая зональность, т. е. распространение месторождений разных металлов на различном расстоянии от фронта желобов, в пределах различных рудных поясов и разных частей одних и тех же поясов бывает неодинаковой [60 и др.], но проявляется всегда. Полагать, что поддвигаемые рудоносные осадки не только равномерно, но и закономерно распределяются по всей зоне субдукции, так, чтобы обеспечить поперечную рудную зональность, вряд ли возможно. Невозможно также сохранение при субдукции первичной зональности, если она существовала в океанических осадках до их поддвижения.

Существует и другое мнение — о мобилизации рудного вещества в всячем крыле субдукционной зоны под воздействием сопровождающих субдукцию магматических и метаморфических процессов [117]. В этом случае рудное вещество не привносится субдукцией и зональность объяснить легче. Однако при этом возникает вопрос об источниках энергии, обеспечивающих метаморфическую переработку всего объема располагающейся над сейсмофокальной зоной литосферы с удалением металлов из мест первичного их нахождения и переносом их на расстояния сотен километров по верти-

кали к земной поверхности. Субдукционные представления, как уже отмечалось, встречают особые затруднения при объяснении происхождения тепла, приводящего к распространению магматических процессов и высоких тепловых потоков над сейсмофокальными зонами. Количество требуемого тепла при соответствующих расчетах (как показывалось, весьма спорных) приходится принимать минимально необходимым. Переработка надсейсмофокальной литосферы для перераспределения содержащихся в ней рудных компонентов требует больших дополнительных затрат энергии.

ЭДУКЦИОННАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Вдоль поверхности эдукционного выдвигания (поверхности основных тектонических перемещений сейсмофокальных зон) происходит подъем мантийного материала с глубин 600—750 км. Согласно расчетам [24, 43], мантия на этой глубине обладает температурой 2300—2400 °С и испытывает литостатическое давление выше 20 ГПа. Поднимаясь вдоль наклонной эдукционной поверхности, материал мантии попадает на уровни с последовательно понижающимся литостатическим давлением, сохраняя аномально высокую температуру. Естественным следствием такого перемещения является повышение температуры литосферы над эдукционной зоной на всем пути эдукционного выдвигания (за исключением отрезка перед выходом на поверхность, где скорость остывания резко возрастает) и отделение наиболее подвижных (физически) компонентов из поднимающихся масс по типу вскипания.

Конкретизировать ход процесса пока достаточно трудно, прежде всего потому, что данные о составе и первоначальном физическом состоянии мантии на глубине 700 км и более очень ограничены. Известно, однако, что уровню 600—700 км, т. е. глубине, на которой появляются эдукционные зоны, отвечает один из наиболее значительных в геофизическом разрезе Земли излом кривых скоростей сейсмических волн. Глубже этого уровня возрастание с глубиной скоростей продольных и поперечных волн снижается примерно в четыре раза. Промежуток выше этого уровня между 400 км (границей Голицина) и 650—1000 км часто считают переходным слоем от верхней к нижней мантии. Поскольку существование сейсмофокальных зон, захватывающих этот слой и заканчивающихся у земной поверхности, объединяет его с верхней мантией, есть основание считать уровень около 700 км, на котором зарождаются сейсмофокальные зоны, основной границей между верхней и нижней мантией. Во всяком случае, непрерывная до границы ядра, по данным возрастания скоростей сейсмических волн, нижняя мантия (слой D К. Буллена) начинается от этой границы. В соответствии с изложенной выше схемой строения земной литосферы (гл. VII) можно предположить (и это, видимо, не противоречит геофизическим данным), что эта граница свойственна только древним континентальным (платформенным) мас-

сивам и отсутствует (на данном уровне) под океанами и складчатыми областями. В этом случае эдукционному перемещению к земной поверхности подвергается первоначально располагавшийся под древними платформенными частями континентов материал нижней мантии.

Можно полагать, что первоначальный состав этого материала являлся ультрабазитовым, но отличался от ультрабазитовых пород, встречаемых на поверхности, содержанием компонентов, утраченных в ходе эдукционного подъема. С этой точки зрения альпийно-типные гипербазиты, в значительной своей части, очевидно, отвечающие глубинному материалу, выдвинутому эдукционным путем, представляют собой эдукционный рестит. Среди других утерянных компонентов в составе материала нижней мантии в значительно большем, чем в поверхностных гипербазитах, количестве могли присутствовать рудные соединения. Такое предположение выглядит правдоподобным, поскольку материал, находящийся на глубинах 600—700 км и более, вероятно, является слабо дифференцированным. В частности, он может содержать повышенные концентрации металлов, серы, мышьяка и других элементов, которые в ходе эдукционного поднятия вещества нижней мантии к поверхности отделяются от него в составе уходящих висячее крыло эдукционной зоны подвижных соединений.

Рудный материал при эдукции поставляется, таким образом, поднимающимся к поверхности слабо дифференцированным веществом нижней мантии путем его разгрузки в условиях последовательно понижающихся давлений и сохраняемых им аномально высоких для новых уровней температур. Такое объяснение удовлетворяет всем требованиям, которые могут быть предъявлены тектонической модели возникновения рудных поясов. Эдукционная модель позволяет объяснить все известные особенности рудных поясов: размещение над сейсмофокальными зонами; наличие поперечной рудной зональности (как следствия изменяющихся условий разгрузки мантийного вещества на разных глубинных уровнях); независимость или ограниченную зависимость характера и состава оруденения от строения земной коры рудных поясов. Последнее обстоятельство, очевидно, свидетельствует о независимом от состава земной коры глубинном (мантийном) происхождении рудного вещества в относящихся к активным окраинам континентов рудных поясах [89 и др.].

Наиболее ценные месторождения окраинных рудных поясов представляют собой крупные массивы горных пород, подвергшиеся сульфидной или иной рудной минерализации по всему объему. Основными рудными телами в этом случае являются не жилы или зоны замещения вдоль трещин, но импрегнированная рудными минералами горная масса или же горные породы, переполненные неправильными рудными прожилками штокверкового типа. Объяснение образования такого рода месторождений, в особенности их разновидностей, характеризующихся более или менее равномерным пропитыванием рудными соединениями крупных объемов гор-

ных пород, всегда являлось трудной задачей для приложения гидротермальной теории.

Предположение об отложении рудного вещества из газов зародилось ранее гидротермальной гипотезы и развивается наряду с этой последней уже более 200 лет. В известном обзоре С. С. Смирнова, опубликованном в 1945 г., обе гипотезы рассматривались как равно возможные [64]. Сам С. С. Смирнов склонялся к предпочтению гипотезы газового переноса (по К. Феннеру и Н. Боуэну), отмечая, что она «представляет простое объяснение поступательных движений рудоносных флюидов по системе пор и трещин. Стремление газа к безграничному расширению вполне может обеспечить транспорт рудообразующего материала» [64, с.152].

К. Феннер и Н. Боуэн в разработанной ими в 30-е годы схеме газового переноса предполагали отделение рудоносных газов из *гранитной и других магм при их остывании*. Та же точка зрения при рассмотрении роли газов в рудообразовании господствует и в настоящее время. Соответственно возможные температуры рудоносных газов определяются температурами остывания гранитных магм, т. е. 1000° и менее. Однако соединения, существующие в газовой форме при этих температурах и способные переносить тяжелые металлы, не найдены; это послужило причиной преимущественного признания гидротермальной теории в последующие десятилетия.

Эдукционная модель позволяет подойти к вопросу о газовых (флюидных) формах переноса рудного вещества на иной основе. Рудоносные газы и флюиды в эдукционном процессе независимы от образования магм. Магмы скорее всего возникают на достаточно высоких уровнях висячего крыла эдукционных зон, частично в пределах земной коры, вследствие общего разогревания и падения литостатического давления. Рудоносные газы выделяются глубинным материалом выдвигающегося лежачего крыла только на мантийных уровнях. Первоначальные температуры таких газов, в соответствии со сказанным, могут составлять 2000—2300 °С и, следовательно, сами газы могут иметь совершенно иной состав, чем обычно предполагается. При указанных температурах в газовом состоянии могут существовать окислы и сульфиды металлов, так же, как и некоторые металлы в чистом виде. Поэтому следует признать принципиально возможным газовый перенос рудного материала к поверхности в тех соединениях, которые мы наблюдаем в составе твердых рудных минералов (с кислородом, серой и некоторыми другими элементами).

ГЛУБИННЫЕ РУДОМАГМАТИЧЕСКИЕ КАНАЛЫ

Вопрос о связях глубинных сейсмофокальных зон с верхними уровнями земной коры неоднократно ставился для вулканических поясов и для них в значительной части может считаться решенным. Достаточно многочисленными и проводившимися различными

геофизическими методами и исследованиями на Камчатке, Эгейской дуге, на западе Северной Америки [10, 76, 100] установлено существование под крупными вулканическими постройками, уходящими на глубину до 200—250 км, т. е. до уровня поверхностей основных перемещений сейсмофокальных зон, субвертикальных трубообразных структур с поперечным сечением в первые десятки километров. Эти структуры выявляются благодаря повышающемуся в их пределах поглощению сейсмических волн, в частности поперечных (что принимается за свидетельство существования в них магматических очагов), их асейсмичности и другим геофизическим признакам. Они получили название магматических колонн [10, 76] и транслитосферных труб [1, 100]. Описавшие их авторы считают, что они являются каналами, непосредственно соединяющими наблюдаемые на поверхности вулканические постройки с областью глубинных сейсмофокальных зон. Если не считать выявленные структуры такого рода исключениями (для чего трудно найти основания), в соответствии с широким распространением вулканических построек нужно сделать вывод, что вся литосфера под вулканическими зонами (поясами) пронизана субвертикальными, берущими начало в области сейсмофокальных зон каналами. Эти каналы, очевидно, способны служить путями непосредственной транспортировки вещества глубинных уровней к поверхности; участие в этом процессе рудных соединений доказывается известной приуроченностью рудопроявлений к вулканическим постройкам, а также прямыми наблюдениями отложения рудных веществ в ареалах действующих вулканов. Такими наблюдениями, в частности, устанавливается участие в рудном процессе газовых форм переноса рудного вещества; так, после происшедшего в 1975—1976 гг. извержения вулкана Толбачик С. Ф. Главатских в одной из вновь образованных кольцевых структур обнаружилась выход высокотемпературной (около 500°) газовой струи, вокруг которой за 1,5 года отложилась корка окислов, сульфатов и хлоридов меди толщиной 3—15 см [47] *.

Выше отмечалось, что надсейсмофокальные вулканические пояса составляют лишь часть более обширных, располагающихся над сейсмофокальными зонами, рудномагматических поясов, другую часть которых составляет интрузивная зона, или зона центральных интрузий (перивулканическая). Эта зона, не уступающая по ширине первой, а местами превосходящая ее и часто заключающая большую часть принадлежащих поясу рудных месторождений, характеризуется распространением интрузий приблизительно одного с вулканическими излияниями возраста. Характерными чертами многих из этих интрузий являются относительно небольшие (от первых десятков до 6—8 км и меньше) размеры и изометричная, во многих случаях правильная округлая форма. Не-

* Температура газовой струи в месте выхода определена в 500 °С; основными минералами рудного слоя явились тенорит, меланоталлит, долерофанит в форме кристаллов и глобулей и продукты их изменения.

редко они сопровождаются концентрическими кольцевыми тектоническими ограничениями, а в современном рельефе выступают как испытывающие поднятия (реже опускания) округлого сечения блоки. По наблюдениям автора (проведенным в значительной части на Северо-Востоке СССР), такого рода интрузии следует выделять в особую группу вулканоплутонических структур, на основании морфологических признаков (их состав изменяется от гранитов и гранодиоритов, нередко монзонитов, до граносенитов и сениитов, с одной стороны, и меланократовых диоритов, габброидов и в редких случаях ультрабазитов, — с другой). Нередко интрузии подобного рода называются купольными, с чем трудно согласиться, так как постоянное повторение правильных кругообразных контуров, ограничивающих многие и, очевидно, вскрытые на разную глубину интрузии, свидетельствует о преимущественно трубообразной форме заполняемых интрузиями камер и о принадлежности их к штокам различной величины. Купола при вскрытии их эрозией в условиях расчлененного горного рельефа имели бы, как правило, сложные, зависящие от форм рельефа контуры.

Распространенные в интрузивных зонах надсейсмофокальных рудномагматических поясов плутоно-тектонические структуры центрального типа, а точнее, вмещающие интрузии трубообразные камеры, могут сопоставляться, как представляется автору, с транслитосферными трубами, устанавливаемыми под вулканическими сооружениями. К предположению такого рода приводят следующие обстоятельства:

1) нахождение интрузивной и вулканической зон над едиными глубинными сейсмофокальными зонами;

2) отсутствие четкой границы между вулканической и интрузивной зонами; распространение из вулканической зоны в интрузивную на большие расстояния участков вулканической деятельности в виде неправильных языков и заливов, а также отдельных вулканических центров;

3) постоянно повторяющиеся трубообразные формы камер, вмещающих интрузии центрального типа;

4) сходство плутоно-тектонических структур интрузивных зон по форме и строению с вулканотектоническими структурами в вулканических зонах (размеры в поперечнике, кольцевые тектонические ограничения, выполнение центральной камеры интрузиями, часто правильного круглого сечения и др.);

5) локализация в связи с некоторыми плутоно-тектоническими структурами внутри них, по их контактам и в окружающем их ореоле эндогенного оруденения, морфологически подобная локализации оруденения в связи с вулканотектоническими структурами и вулканическими аппаратами.

Если высказанные соображения верны, весь надсейсмофокальный рудномагматический пояс охвачен системой глубинных рудномагматических каналов, представляющих собой особый класс глубинных структур.

Распространение интрузий и, говоря более широко, структур центрального типа на территории рудных поясов, в особенности тихоокеанского типа, отмечено многими исследователями, начиная с В. Линдгрена, В. Эммонса и др. Э. Уиссер в качестве главных рудоносных структур запада Американских континентов указал изометричные купола в осадочных породах, в центральной части которых вскрываются во многих случаях интрузивные образования. В некоторых приведенных им примерах [74] куполовидное строение вмещающих пород является предположительным, но имеются центральные интрузивные тела. В работах М. А. Фаворской и И. Н. Томсона, а также ряда других советских исследователей широко используется представление об изометричных интрузивных куполах (как разновидности рудоносных очаговых структур). Е. В. Свешникова, В. В. Соловьев выделяют различного масштаба радиально-концентрические разрывные структуры центрального типа, центральную часть которых во многих случаях занимают интрузии. Такие структуры (как и очаговые структуры), правда, различного масштаба и далеко не всегда имеют четкую структурную характеристику. Многие конкретные существенно интрузивные постройки центрального типа, имеющие преимущественно жерлоподобную форму с крутопадающими ограничениями, описаны Г. И. Туговиком, Ю. П. Мансуренковым, О. Г. и В. Н. Борисовыми и др. В значительной мере они относятся к вулканической зоне, но частично и к зоне центральных интрузий.

Автор пытался поставить вопрос о конкретизации природы и признаков рудолокализирующих структур в надсейсмофокальных рудных поясах. С высказываемой точки зрения основным структурным элементом, обуславливающим поступление рудного вещества из глубинных областей сейсмофокальных зон в приповерхностные части земной коры, являются глубинные рудномагматические каналы, фиксируемые вулканическими или близкими им морфологически плутоно-тектоническими постройками. Возникновение таких каналов, вероятнее всего, связано с происходящим при эдукции отделением из мантии крупных объемов перегретых газов и флюидов, находящихся пути к земной поверхности. Наблюдаемые в земной коре круговые интрузии занимают верхние части каналов и используют их как камеры; внедрение интрузий, по-видимому, не было причиной создания самих камер, о чем свидетельствует, в частности, ясно устанавливаемое в некоторых случаях отсутствие связанных с внедрением интрузий тектонических деформаций (помимо кольцевых разломов). Местом выплавления большинства магм, образовавших центральные интрузии, является, судя по наиболее преимущественному кислородному их составу, верхняя часть литосферы, местом отделения рудных соединений — глубинная мантия на сейсмофокальных уровнях. Совмещение или близкая локализация магматических тел и оруденения обусловлена использованием магмой и рудным веществом одних и тех же каналов.

• В. И. Смирнов в работах последних лет уделяет особое внимание связи эндогенного оруденения с зонами Беньюфа, которые рассматриваются им «в качестве глубоко проникающего канала, обеспечивающего поступление в верхние зоны глубинного эндогенного вещества» [62, с. 16]. В работе, посвященной энергетическим основам постмагматического рудообразования, на основании проведенных расчетов В. И. Смирнов приходит к выводу, что кондуктивная теплота остывания массивов магматических пород недостаточна для образования крупных постмагматических месторождений и для их формирования необходимо поступление тепла «в виде мощных длительно действующих локальных конвективных потоков, возникающих за счет внутреннего тепла Земли» [63, с. 16]. В качестве проводников таких потоков В. И. Смирнов считает разломы высокой проницаемости, контролируемые ими интрузивные штоки, пучки даек, жерла вулканов и взрывные трубки. «Небольшие интрузивные массивы, а для гидротермальных жил выполнения и очень крупные массивы, — пишет В. И. Смирнов, — не способны при остывании выделять тепловую энергию, достаточную для возникновения постмагматических рудных месторождений» [63, с. 10].

Данные о выделении тепла при становлении некоторых интрузий, превышающем теплоотдачу остывающей магмы, приводятся и другими авторами. Сведения такого рода согласуются с намеченной выше схемой эдукционного процесса.

Список литературы

1. Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. О возможном истолковании пространственно-временных связей сейсмических и вулканических явлений в Курило-Камчатской зоне.— В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Труды СахКНИИ, вып. 48. Владивосток, 1976.
2. Аверьянова В. И. Глубинная сейсмоструктура островных дуг. М., Наука, 1975.
3. Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.
4. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., Наука, 1978.
5. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, № 1, 1979.
6. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., Наука, 1966.
7. Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1980.
8. Балакина Л. М. Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 4, 1979.
9. Балакина Л. М. Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 5, 1979.
10. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М., Наука, 1981.
11. Белоусов В. В. О тектонике Анд.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXVIII, № 2, 1963.
12. Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
13. Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана.— Геотектоника, № 4, 1974.
14. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса. М., Наука, 1977.
15. Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов, М., Мир, 1966.
16. Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В кн.: Земная кора, М., Изд. иностр. лит., 1957.
17. Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами.— В кн.: Новая глобальная тектоника, М., Мир, 1974.
18. Васильев Б. И., Удинцев Г. Б. Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева.— Докл. АН СССР, т. 267, № 3, 1982.
19. Геология она Филиппинского моря. Под ред. А. В. Пейве. М., Наука, 1980.
20. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1 и 2. М., Недра, 1970.
21. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае/И. А. Ротараш, С. Г. Самыгин, Е. А. Гредюшко и др.— Геотектоника, № 1, 1982.
22. Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна.— В кн.: Дрейф континентов. М., Мир, 1966.
23. Дрейк Ч. Л. Окраины континентов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972.
24. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1978.
25. Житецкий А. А., Радзивилл В. Я. К стратиграфии палеозоя бассейна р. Орловки, правого притока р. Большого Анюя.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17, Магадан, 1964.
26. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.

27. *Зверев С. М.* Результаты изучения осадочной толщи в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Наука, 1964.
28. *Здоровенин В. В.* Мощности осадочного покрова в Тихом океане по сейсмическим данным.— В кн.: Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М., Наука, 1972.
29. *Зеленов К. К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972.
30. *Исследование механизма землетрясений/О. Д. Гоцадзе, В. И. Кейлис-Борк, И. В. Кириллова и др.*— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 40 (166). М., Изд-во АН СССР, 1957.
31. *Кайгородцев Г. Г.* О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеги.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
32. *Карта сейсмичности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (1896—1968 гг.)*. Гл. ред. Л. И. Красный, В. В. Федьинский, 1976.
33. *Косыгин Ю. А.* Заметки о геотектонических гипотезах. Расширяющаяся Земля.— Тихоокеанская геология, № 6, 1982.
34. *Кропоткин П. Н.* Проблемы геодинамики.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР, М., Наука, 1980.
35. *Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 134. М., Наука, 1965.
36. *Кузин И. П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., Наука, 1974.
37. *Ларин В. Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). М., Недра, 1-е изд., 1975, 2-е изд., 1980.
38. *Ле Пишон Кс.* Спрединг океанического дна и дрейф континентов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.
39. *Ле Пишон К., Франшто К., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., Мир, 1977.
40. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах, количественное распределение осадочного материала. М., Наука, 1974.
41. *Люстих Е. Н.* Расчеты для тектоники плит.— Докл. АН СССР, т. 221, № 4, 1975.
42. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965.
43. *Магницкий В. А., Артюшков Е. В.* Некоторые общие вопросы динамики Земли.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978.
44. *Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паланджян С. А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Коряжского нагорья.— В кн.: Очерки тектоники Коряжского нагорья. М., Наука, 1982.
45. *Моисеенко Ф. С.* Современные представления о земной коре.— Вестн. ЛГУ, геология и география, № 24, вып. 4, 1975.
46. *Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.
47. *Набоко С. И., Главатских С. Ф.* Эксгальционное медное рудообразование в постэруптивную стадию Большого трещинного Толбачинского извержения.— Вулканология и сейсмология, № 4, 1980.
48. *Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки.— Труды ГИН АН СССР, вып. 280, М., Наука, 1976.
49. *Паккэм Дж., Фалви Д.* Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.
50. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины, островные дуги в мезозондах северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Ст. 1. Мезозонды Верхоянско-Чукотской области.— Тихоокеанская геология, № 3, 1983.
51. *Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
52. *Пейве А. В.* Асимметрия глубинных тектонических структур—Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргаций.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXII, (5), 1947.
53. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, № 5, 1967.

54. Пучков В. И. О проблеме перемещения континентов.— Геотектоника, № 6, 1965.
55. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981.
56. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., Изд. иностр. лит., 1963.
57. Рождественский В. С. Роль сдвигов в структуре Сахалина.— Геотектоника, № 4, 1982.
58. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., Наука, 1979.
59. Сеславинский К. Б. Строение и развитие Южно-Ануйского шовного прогиба (Западная Чукотка)— Геотектоника, № 5, 1970.
60. Силлитое Р. Связь металлогенических провинций запада американских континентов с пододвижением (субдукцией) океанической литосферы.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.
61. Симбирова И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным.— Геология и геофизика, № 1, 1976.
62. Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геология рудных месторождений, № 1, 1974.
63. Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования.— Геология рудных месторождений, т. 23, № 1, 1981.
64. Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955.
65. Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М., изд-во ГУГК, 1980.
66. Смирнов Я. Б., Сузробов В. М., Галушкин Ю. И. Тепловой поток в зоне сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островодужной системы.— Вулканология и сейсмология, № 6, 1982.
67. Соловьева И. А. О поперечных нарушениях срединноокеанических хребтов.— Геотектоника, № 6, 1981.
68. Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 5, 1976.
69. Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
70. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба/Г. С. Гнибиденко, Т. Г. Быкова, О. В. Веселов и др. М., Наука, 1980.
71. Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М., Наука, 1982.
72. Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, № 4, 1977.
73. Удинцев Г. Б., Коренева Е. В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана.— Геотектоника, № 6, 1980.
74. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами Североамериканских Кордильер.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2, М., Мир, 1964.
75. Умитбаев Р. Б. Структурно-металлогеническое районирование и главные типы рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976.
76. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1976.
77. Хаин В. Е. Геодинамические процессы. Эволюция взглядов и современные представления.— В кн.: Геофизика океана, № 2, М., Наука, 1979.
78. Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.

79. Хизен Б. Внутренние и краевые моря.— В кн.: Верхняя мантия, М., Мир, 1975.
80. Ходжсон Дж. Х. Движения земной коры по сейсмическим данным.— В кн.: Дрейф континентов, М., Мир, 1966.
81. Чехов А. Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны.— В кн.: Очерки тектоники Коряжского нагорья, М., Наука, 1982.
82. Чудинов Ю. В. Расширение Земли как альтернатива новой глобальной тектоники.— Геотектоника, № 4, 1976.
83. Чудинов Ю. В. Направление движений в глубинных окраинно-океанических зонах.— В кн.: Тезисы докладов XIV Тихоокеанского конгресса, секц. VI, М., 1979.
84. Чудинов Ю. В. Происхождение Альпийского складчатого пояса с точки зрения гипотезы расширения Земли.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса, М., Наука, 1980.
85. Чудинов Ю. В. Расширение Земли и тектонические движения: о направлении движений в окраинно-океанических зонах.— Геотектоника, № 1, 1981.
86. Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, Сер. геол. № 4, 1946.
87. Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды ВНИИ-Г, геол., вып. 49, Магадан, 1959.
88. Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность.. Статьи 1 и 2.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. т. XLVIII, 1973, № 5 и XLIX, 1974, № 1.
89. Шило Н. А., Кулиш Е. А., Игнатьев А. Б. Организация и металлогения вулcano-тектонических структур Тихоокеанского обрамления.— Докл. АН СССР, т. 245, № 6, 1979.
90. Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклиальная зона — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, т. 210, № 5, 1973.
91. Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона.— Геология и геофизика, № 1, 1977.
92. Шмидт О. А. Берингово море, Алеутская островная дуга, Алеутский глубоководный желоб.— В кн.: Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана, М., Наука, 1980.
93. Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Геология континентальных окраин, т. 2, М., Мир, 1978.
94. Эмери К. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки.— В кн.: Геология и геофизика морского дна, М., Мир, 1969.
95. Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure — additional evidence from seismology.— Bull. Geol. Soc. Am., vol. 65, N 2, 1954.
96. Benioff H. Circum-Pacific tectonics.— Publ. Dom. Observ., vol. XX, N 2, 1959.
97. Carey S. W. The Expanding Earth.— N.-Y., Elsevier, 1976.
98. Dietz R. S., Holden J. C. Pre-Messozoic Oceanic Crust in the Indian Ocean (Wharton Basin)? — Nature, vol. 229, N 5283, 1971.
99. Dixon J. M., Farrar E. Ridge subduction, eduction and the Neogene tectonics of Southwestern North America.— Tectonophysics, vol. 67, N 1/2, 1980.
100. Hedervari P. Concentration of earthquake energy in and around the Aegean volcanic belt.— Tectonophysics, vol. 19, N 4, 1973.
101. Honda H., Masatsuka A., Ichikawa M. On the mechanism of earthquakes stresses producing them in Japan and its vicinity. Geoph. mag., vol. 3, N 4, 1967.
102. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XIII, Washington, 1973.
103. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXII, Washington, 1973.
104. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXVI, Washington, 1974.
105. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXVII, Washington, 1974.

106. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XXXI, Washington, 1975.
107. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. LVIII. Washington, 1980.
108. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. LIX. Washington, 1981.
109. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. LXXVI, Washington, 1982.
110. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. LXXVII, Washington, 1982.
111. *Isacks B., Molnar P.* Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of local-mechanism solutions of mantle earthquakes.—*Rev. Geoph. a. Space Phys.*, vol. 9, N 1, 1971.
112. *Keith M. L.* Ocean-floor convergence: a contrary view of global tectonics.—*Journ. Geol.*, vol. 80, N 3, 1972.
113. *McElhinny M. W.* Northward drift of India—examination of recent paleomagnetic results.—*Nature*, vol. 217, N 5126, 1968.
114. *Otofuji Y., Matasuda T.* Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan.—*Earth a. planetary Sci. Lett.*, vol. 62, N 3, 1983.
115. *Prince R. A., Kulm L. D.* Crustal rupture and the initiation of imbricate thrusting in the Peru-Chile trench.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 86, N 12, 1975.
116. *Sacks I. S.* Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America.—*Tectonophysics*, vol. 37, N 1/3, 1977.
117. *Sawkins F. J.* Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics.—*Journ. Geol.*, vol. 80, N 4, 1972.
118. *Scholl D. W., Marlow S. M., Cooper A. K.* Sediment subduction and off-scraping at Pacific margins.—In: *Islands Areas, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. Washington, 1977.
119. *Sydora L. J., Jones F. W., Lambert R. St. J.* Model calculation of the thermal fields of subducting lithospheric slabs and partial melting.—*Tectonophysics*, vol. 62, N 3—4, 1980.
120. *Toksöz N. N., Minear J. W., Julian B. R.* Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab.—*Journ. Geoph. Res.*, vol. 76, N 5, 1971.

Оглавление

Введение	3
Глава I. Сейсмофокальные зоны	6
Некоторые вопросы глубинной геологии	6
Сейсмофокальные зоны и методы их изучения	10
Происхождение окраинных морей	36
Гравитационные аномалии	39
Тепловой поток	39
Осадки и фундамент желобов	44
Глава II. Критика субдукционных представлений	49
Развитие субдукционных представлений	49
Трудности субдукционной гипотезы	59
Гипотеза аккреции и происхождение глубинного материала активных окраин	70
Структура Зондский желоб — Гималаи и асимметрия Тихого океана	75
Глава III. Эдукция	78
Главнейшие предпосылки эдукционного представления	78
Следствия эдукции	82
Сейсмологические данные	86
Гравитационные аномалии и рельеф островных дуг	98
Геологическая эдукционная модель	100
Тектонические деформации при эдукционном процессе	106
Признаки эдукции	108
Глава IV. Мезозойская активная окраина Северо-Востока Азии	111
Основные черты тектонического строения фундамента Охотско-Чукотского вулканического пояса и его перивулканической площади	112
Олойско-Ануйская складчатая система Западной Чукотки	116
Массивы вдвижения	130
Развитие Корякской геосинклинали	139
Глава V. Глубоководное бурение на океанической стороне окраинных желобов	164
Западно-Австралийская и Кокосовая котловины (бассейн Уортона)	165
Океанический фундамент перед желобами Филиппинским и Рюкю	179
Район Центрально-Американского желоба	186
Глава VI. Эдукция в развитии Средиземноморского пояса и Филиппинского бассейна	187
Эдукционные процессы в Средиземном море и западной части мезозойского Тетиса	187
Аналоги в развитии Филиппинской и Корякской геосинклиналей	196

Глава VII. Эдукция и расширение Земли	205
Расширение Земли как следствие спрединга	206
Два типа океанов и геосинклиналей	213
Складчатость в условиях расширения Земли	222
Строение континентов	228
Три типа земной литосферы	230
Глава VIII. Эдукционный процесс и рудные пояса	232
Эдукционная модель рудообразования	235
Глубинные рудномагматические каналы	237
Соотношение рудных процессов с интрузиями	240
Список литературы	242

Юрий Витальевич Чудинов

**ГЕОЛОГИЯ АКТИВНЫХ
ОКЕАНИЧЕСКИХ ОКРАИН
И ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА**

Редактор издательства **Т. А. Горохова**
 Переплет художника **И. А. Слюсарева**
 Художественный редактор **Г. Юрчевская**
 Технический редактор **Е. С. Сычева**
 Корректор **Т. Ю. Шульц**

ИБ № 4948

Сдано в набор 06.09.84. Подписано в печать 09.01.85. Т-04707. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 3. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 15,5. Усл. кр.-отт. 15,63. Уч.-изд. л. 18,00. Тираж 1400 экз. Заказ 283/8893—1. Цена 2 р. 90 к.

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

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» ии. Евгений Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

2р.90к.

4775

НЕДРА