

В. В. Белоусов

# ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ МЕЖДУ КОНТИНЕНТАМИ И ОКЕАНАМИ



В. В. Белоусов

---

ПЕРЕХОДНЫЕ  
ЗОНЫ  
МЕЖДУ  
КОНТИНЕНТАМИ  
И ОКЕАНАМИ



МОСКВА «НЕДРА» 1982



3840

**Белоусов В. В.** Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982. 152 с.

В книге на примере строения переходных зон между континентами и океанами рассматривается проблема преобразования континентальной земной коры в океаническую. На основании изучения геологических и геодезических данных о переходных зонах автором выделяется, кроме известных двух типов, еще и третий — колумбийский тип, развитый вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки. Излагаются глубинные условия преобразования коры и развития переходных зон.

Книга предназначена для широкого круга геологов, океанологов и геофизиков.

Ил. 40, список лит. — 118 назв.

Рецензент д-р геогр. наук *Г. Б. Удинцев* (Институт физики Земли АН СССР).

Вопрос о том, почему и как произошло разделение земной поверхности на континенты и океаны, является, несомненно, одним из самых центральных во всех науках о Земле. Казавшийся чрезвычайно простым до тех пор, пока ничего не было известно о принципиальных различиях между континентальной и океанической корой, он стал много сложнее, когда в начале XX в. такие различия были обнаружены. Наиболее легким его решением считалось представление о постоянстве континентов и океанов, о первичности разделения земной коры. Однако оборванность континентальных структур на многих границах между континентами и океанами делала это толкование, во всяком случае по отношению к некоторым океанам, неприемлемым. Возникла идея, что есть океан первичный (Тихий) и океаны вторичные (Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый). Первый существовал с самых ранних стадий развития Земли, а вторые образовались значительно позже. И поскольку разнородность состава и строения континентальной и океанической коры, казалось бы, противоречила возможности перехода одной коры в другую, единственную возможность образования вторичных океанов стали видеть в дрейфе континентов: эти океаны «открылись» в процессе раскалывания единого первичного континента и раздвижения его кусков. Такова была гипотеза А. Вегенера, выдвинутая в 1912 г.

Гипотеза дрейфа континентов мало продвинула науку вперед по сравнению с гипотезой постоянства континентов и океанов. В самом деле, и в той и в другой континентальная кора остается континентальной, океаническая — океанической, и различие состоит лишь в том, двигаются ли фрагменты континентальной коры или остаются на месте; никакого перехода одного типа коры в другую не предполагается.

Так как в начале XX в. геология занималась только континентами и так как гипотеза дрейфа на нее почти никак не влияла, вводя в то же время в науку ряд не вполне убедительных предположений (например, о причинах движения материков или о образовании складчатых зон при сопротивлении движению континентов со стороны базальтового субстрата), то эта гипотеза течение длительного времени пользовалась малой популярностью.

Так продолжалось до развертывания геофизических и геологических работ в океанах в 50—60-х годах нашего столетия. Немалое влияние на изменение идей имело и то, что совершенствование геофизических методов позволило проникнуть глубже в недра земной коры и сформулировать представление о литосфере и астеносфере.

На результатах изучения океанического дна и подкоровых областей Земли возникла столь популярная сейчас гипотеза, известная под названиями «новая глобальная тектоника» или «тектоника плит». Не будем излагать ее содержание, которое достаточно хорошо известно. Подчеркнем только некоторые ее черты, которые касаются вопроса о возможности преобразования одного типа коры в другой. Такое преобразование предполагается этой гипотезой, но только в одну сторону: от океанической коры к континентальной, а не наоборот. Океаническая кора (или, правильнее, литосфера, поскольку эта гипотеза оперирует в большей мере литосферой, чем корой) образуется путем выплавления в срединных океанических хребтах из материала мантии. В районах глубоководных желобов и «зон Беньофа» океаническая литосфера снова опускается в мантию и тут из нее выплавляются продукты, которые идут на построение новых объемов континентальной коры. Таким образом континентальная литосфера необратимо наращивается за счет океанической. В остальном «тектоника плит» заимствовала от гипотезы дрейфа горизонтальные перемещения литосферы, не ограничив их континентами, а включив в движущиеся «плиты», кроме континентов, и крупные области океанов.

Несмотря на широкое признание этой гипотезы (некоторыми она возведена уже в ранг теории), с течением времени, в результате новых исследований с ее применением возникли трудности. Часть из них признается и сторонниками гипотезы. Например, нигде не было найдено вполне убедительных признаков реальности процесса субдукции, т. е. поглощения океанической литосферы мантией. Скорее, наоборот, накопление новых данных, в том числе и прямых, полученных путем глубоководного бурения, все больше убеждает нас в том, что субдукция не существует. Равенство средних тепловых потоков на континентах и в океанах в рамках «тектоники плит» не может быть объяснено иначе как простой случайностью, которая, однако, кажется невероятной. Для того чтобы увязать «тектонику плит» с реальными геологическими структурами и их развитием, приходится прибегать к надуманным, полным произвола, противоречивым кинематическим схемам, за которыми теряется всякое представление о каких-либо закономерностях развития земной коры. Никаких правдоподобных причин движения плит не было указано, и, по-видимому, они и не могут быть найдены. Кардинальное значение имеет факт открытия сейсмическими методами чрезвычайно большой глубины распространения неоднородностей, связанных с континентами и океанами. «Корни» континентов, сложенные веществом с особыми упругими и плотностными свойствами, опускаются в мантию на многие сотни километров. Это объясняется существенными геохимическими различиями между континентальными и океаническими магматическими породами.

Вместе с тем особое внимание привлекают к себе все чаще высказываемые суждения, что по крайней мере некоторые особенности строения земной коры на стыке между континентами и оке-

анами не могут быть объяснены без предположения о возможности частичного преобразования континентальной коры в океаническую. Указываются разные стадии такого преобразования, начинающегося с утонения континентальной коры и с возрастания ее плотности и заканчивающегося ее полным замещением океанической корой. Такие предположения за последнее время высказываются и многократно повторяются относительно многих переходных зон так называемого атлантического, или «пассивного» типа. Они возникают также и в отношении переходных зон тихоокеанского, или «активного» типа, где образование некоторых окраинных («внутридуговых») морей трудно понять, если не допустить возможность процесса «океанизации» континентальной коры.

Таким образом, проблема преобразования одного типа коры в другой, при этом преобразования, направленного и в ту и в другую сторону, не только продолжает оставаться неразрешенной, но за последнее время как будто обостряется. Тем более она заслуживает возможно более полного рассмотрения на разнообразном материале. Этому и посвящена данная работа. Автор считал, что указанная проблема взаимоотношения во времени двух основных типов коры должна освещаться прежде всего на материале тех областей, где наилучшим образом можно проследить условия их сочетания и взаимоотношения. Такими областями являются переходные зоны между континентами и океанами. Поэтому они и будут в центре нашего внимания.

Принято различать два типа переходных зон между континентами и океанами: атлантический, или «пассивный», и тихоокеанский, или «активный». Хотя такое разделение пригодно почти для всех случаев, есть переходная зона, принадлежность которой к одному из этих двух типов остается спорной. Это — Тихоокеанское побережье Северной Америки на значительном его протяжении. По-видимому, для этого случая требуется выделение специального типа переходной зоны. Мы называем этот тип колумбийским.

Ниже последовательно будут рассмотрены строение и история переходных зон атлантического, тихоокеанского и колумбийского типов и связанные с ними геологические и геофизические проблемы.

Рассмотрение фактического материала приводит автора к выводу, что преобразование континентальной коры в океаническую представляет собой широко распространенный процесс, возможно определяющий основное направление взаимоотношений между этими двумя типами коры. Такой вывод вынуждает нас исследовать условия применительно ко всем трем типам переходных зон, при которых подобное преобразование может происходить.

Едва ли есть необходимость оправдываться в том, что ряд построений автора остается гипотетическим. Хотя за последние годы глубинная геофизика добилась очень больших успехов, наши знания о строении недр Земли и о свойствах их вещества все еще далеко не достаточны для однозначных выводов. Проблема условий

и направленности преобразования земной коры требует также освещения основных геохимических процессов, происходящих в нижних слоях коры и в мантии. В этой области знания также есть еще много неясностей, несмотря на впечатляющие успехи экспериментальной геохимии. Так что выводы, к которым пришел автор, это — отнюдь не претендующая на окончательное решение всей проблемы попытка увязать с единой точки зрения известные сейчас факты. Но в этой попытке, как нам кажется, содержится приглашение к геологам, геофизикам, геохимикам обратить внимание на такие стороны проблемы взаимоотношения континентальной и океанической коры, которые до сих пор мало исследованы и еще меньше обдуманы.

Ввиду ограниченного объема книги автор ссылается на наиболее важные и новейшие литературные источники.

### Геологическое строение и история формирования

Характерной чертой переходных зон атлантического типа является срезание краем океана домезозойских структур континента. При этом прилегающая к океану полоса континента в мезозое и кайнозое развивается как платформа, древняя или молодая, и, следовательно, можно сказать, что переходная зона накладывается на континентальную платформу. Переходные зоны этого типа окаймляют Атлантический океан (кроме районов, прилегающих к Антильской и Южно-Сандвичевой дугам), Северный Ледовитый океан и Индийский океан со стороны Африки, Индии, Австралии и Антарктиды. Эти зоны асейсмичны и лишены современного вулканизма.

Обычно в истории переходных зон атлантического типа выделяются две стадии: континентальная рифтогенная и морская, которую можно назвать демиссионной, поскольку она развивается в обстановке опускания. В течение первой стадии, проходящей еще в континентальных условиях, переходная зона раскалывается сбросами на горсты и грабены. В последних накапливаются континентальные, часто красноцветные отложения. Местами изливаются основные лавы и в кору внедряются диабазовые дайки. В начале демиссионной стадии, когда прогибание распространяется на все более широкую площадь, часто происходит образование эвапоритовых лагунных формаций. Их отложение местами охватывает столь длительное время, что, возможно, целесообразно выделять этот тип в качестве самостоятельной лагунной стадии. За ней следует стадия открытого моря. В процессе опускания на размытой поверхности континентального цоколя накапливаются мелководные морские, чередующиеся с континентальными осадки, образующие шельф. В связи с наклоном фундамента в сторону океана мощность осадков возрастает к краю шельфа и может превысить 10 км. Прогибание шельфа развивается медленно и длительно — в течение большей части мезозоя и всего кайнозоя. Оно осложняется образованием глубинных взрезов, которые придают переходной зоне ступенчатое строение. Самые крупные ступени образуют в ряде районов подводные «окраинные плато». В настоящее время эти переходные зоны амагматичны и асейсмичны.

Опускание обычно распространяется на прилегающую часть континента, где формируется прибрежная аллювиальная равнина, периодически заливаемая морскими трансгрессиями. Мы увидим

дальше, что есть основания полагать, что опускание распространяется также и на континентальный склон, и на ближайшую часть океанического ложа. Оно таким образом захватывает полосу во много сотен километров шириной.

На северо-западе Европы, близ восточного побережья Гренландии, на Атлантическом побережье США и Канады, а также в Мексиканском заливе эвапориты, отмечающие переходную лагунную стадию, имеют возраст от пермского до позднеюрского, а условия открытого моря устанавливаются с раннего мела (главным образом с баррема и апта). Эта же хронология выдерживается в Северо-Западной и Восточной Африке. На окраинах Южной Атлантики те же стадии развиваются несколько позже. В Западной Африке рифтогенез охватывает триас, юру и большую часть раннего мела, эвапориты приурочены к апту, а большая трансгрессия начинается только в позднем мелу. Так же развиваются события у берегов Южной Америки. Южнее Китового хребта эвапоритов нет и лагунная стадия отсутствует. На западе и северо-западе Австралии рифтогенная стадия охватывает время с перми до начала апта, а морские условия развиваются в апте и позднем мелу.

Строению и развитию переходных зон атлантического типа посвящено много работ [11, т. 1, с. 317—325, 346—355; 61, 85].

Опишем кратко некоторые районы переходных зон этого типа. Наиболее полно изучены переходные зоны вдоль Атлантического побережья Северной Америки [11, т. 2, с. 82—101].

На Лабрадорском шельфе фундаментом для переходной зоны служат магматические и метаморфические породы докембрия. В районе Ньюфаундленда, Новой Шотландии и остальной части Северных Аппалачей фундамент сложен дислоцированными и метаморфизованными породами нижнего палеозоя вплоть до среднего девона, когда здесь была последняя «акадская» фаза складчатости. Южнее, вдоль Южных Аппалачей, фундамент имеет герцинский, т. е. позднепалеозойский возраст. Расчленение на грабены и горсты, с накоплением в первых преимущественно континентальных красноцветных отложений и затем соли, происходило в течение триаса и ранней юры. Впрочем, в начале триаса вся переходная зона находилась в состоянии общего поднятия. Со средней юры, а местами с раннего мела начинается накопление уже на широкой площади мелководных терригенных и карбонатных морских отложений, с прослоями континентальных осадков. Этот режим в пределах шельфа сохраняется донныне. Со стороны континента почти на всем протяжении Северо-Американского побережья к шельфу примыкает прибрежная равнина, особенно широкая (до 400 км) на юге — низменность Пьедмонт. Она является непосредственным продолжением шельфа. Сейчас она находится на суше, но в прошлом неоднократно затоплялась морем. Так что переходная зона охватывает и современный шельф с континентальным склоном и прибрежную равнину, и общая ее ширина достигает 500 км. Особенно широкой она становится у берегов Фло-

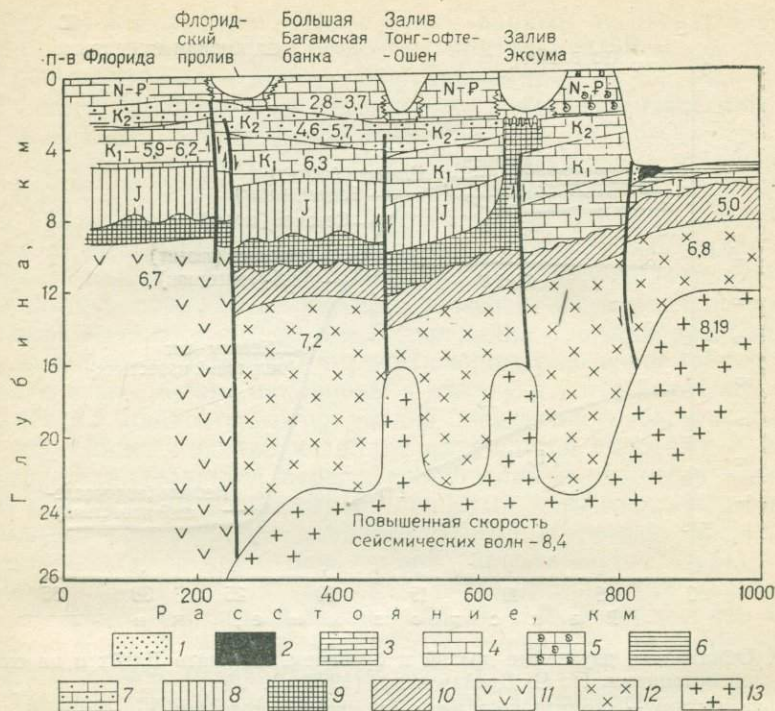


Рис. 1. Схематический разрез Багамской платформы. По Р. Шеридану [11, с. 2, с. 85—101].

1 — рифовый делювий, 2 — миоцен-голоценовые гемипелагические илы, 3 — пелагические известняки, 4 — мелководные известняки, 5 — рифовые известняки, 6 — меловые карбонатные илы (горизонт А), 7 — мелководные известняки и доломиты, 8 — эвапоритовые и карбонатные отложения, 9 — юрская соль, 10 — океанический фундамент, 11 — дотриасовые магматические и метаморфические породы, 12 — океаническая кора, 13 — мантия. Цифры на рисунке — скорости продольных сейсмических волн (км/с)

риды, где к шельфу со стороны океана примыкает подводное окраинное плато Блейк.

Переходная зона вертикальными глубинными взрезами разбита на глыбы, и мощность осадочных толщ на отдельных глыбах различается, колеблясь от 6 до 10 км в пределах шельфа. Она резко уменьшается за пределами континентального склона до 1—2 км. Хотя отдельные глыбы находятся на разной высоте, в целом они образуют лестницу, опускающуюся к океану. Амплитуда отдельных взрезом измеряется километрами (рис. 1).

Как уже сказано, у берегов Флориды за пределами шельфа находится хорошо изученное геофизическими методами и бурением окраинное плато Блейк [11, т. 2, с 82—101]. Поверхность плато находится на глубине 800—1200 м (рис. 2). Максимальная ширина плато достигает 300 км. Его длина свыше 800 км. На юге оно сливается с мелководной известняковой Багамской платформой. На поверхности плато лежат известковые пески постмиоцена малой

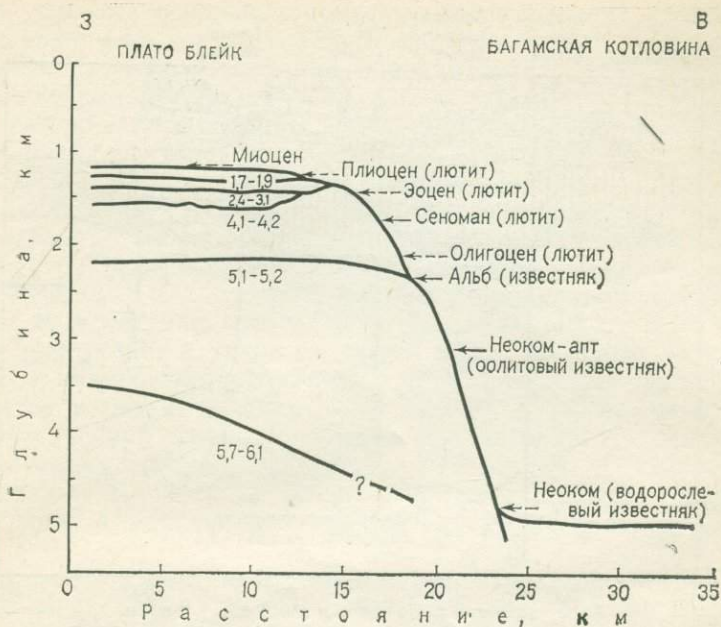


Рис. 2. обнажения, изученные драгой и бурением, на плато Блейк и на склоне Багамской котловины. По Ч. Дрейку и др. (1970 г.).

Цифры на рисунке — скорости продольных сейсмических волн (км/с)

мощности. Известковые илы миоцена имеют мощность около 75 м. Олигоцен представлен глинисто-известковыми илами с мощностью около 65 м. Известковые илы и кремнистые породы эоцена имеют мощность 70 м. Ниже лежат сходные породы палеоцена. Все эти осадки пелагические. Но более древние породы являются мелководными. В обрыве, ограничивающем плато с востока со стороны Багамской котловины, обнажаются мелководные верхнемеловые известняки, которые в свою очередь подстилаются также мелководными (рифовыми) известняками нижнего мела. Наиболее древние отложения, вскрытые скважинами или опробованные драгированием, относятся к неокому. В скв. 101 Проекта глубоководного океанского бурения они залегают на глубине свыше 5,6 км под дном океана.

Следовательно, плато Блейк в течение всего мелового периода принадлежало к мелководному шельфу, который тогда был значительно шире, чем сейчас. И только с начала палеогена плато испытало опускание до пелагических глубин. Учитывая суммарную глубину моря и мощность осадков, можно определить, что амплитуда опускания земной коры с раннего мела до настоящего времени достигла 7 км.

Предполагается, что мелководный нижний мел подстилается юрскими терригенными, карбонатными и лагунными отложениями,

мощность которых по геофизическим данным достигает 5 км. Они залегают в грабцах частично на континентальном, а частично, по-видимому, на океаническом фундаменте.

Северо-Американская переходная зона атлантического типа продолжается в Мексиканском заливе.

Скрываясь в значительной степени под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, палеозойская складчатая зона Аппалачей прослеживается в поднятиях Уачита и Марафон, огибая с севера область Мексиканского залива. Между этими складчатыми сооружениями и берегом залива лежит прибрежная равнина шириной около 400 км. Но вдоль р. Миссисипи она распространяется в глубь материка на 900 км. Эта равнина сложена разнообразными осадочными породами от верхнеюрских до современных. Отложения очень полого наклонены к заливу и в том же направлении растет их мощность, которая близ современного берега достигает 10 км. Общее падение к заливу нарушается сбросами и флексурами, параллельными берегу, с опущенными южными крыльями, что придает наклону слоев ступенчатый характер. На равнине и шельфе много соляных диапиров. Предполагаемый возраст соли средне-позднеюрский. Вся толща продолжается через шельф вплоть до континентального склона, где ее мощность вырастает до 15 км. Континентальный склон очень крутой. Очевидно, что область Мексиканского залива, начиная с поздней юры, представляла собой постепенно развивавшийся прогиб.

Особый интерес представляет то обстоятельство, что соляные диапиры были обнаружены не только на шельфе, но и в глубоководной части Мексиканского залива вплоть до центральных районов абиссальной равнины, где глубины достигают 4 км. По геофизическим данным слой соли, питающий диапировые купола, находится на глубине 4,5 км под поверхностью осадков и более чем на 8 км глубже поверхности воды [115, pp. 65—106]. Поскольку соль отлагалась в лагунных условиях\*, такое ее распространение свидетельствует о значительном опускании дна Мексиканского залива с конца поздней юры. По существу, весь Мексиканский залив вместе с прилегающей с севера равниной следует рассматривать как переходную зону, расчлененную в процессе ее развития на два уступа первого порядка: один уступ — это прибрежная равнина и шельф, второй — абиссальная равнина, расположенная на глубинах от 3 до 4 км.

На противоположном краю Атлантического океана, у берегов Норвегии, особый интерес представляет окраинное плато Воринг. Оно лежит сразу за узким шельфом, отделяясь от него хорошо выраженным уступом [11, т. 2, с. 49—65; 78]. Его поверхность находится на глубинах от 1,2 до 1,5 км. Ширина плато достигает

---

\* Существует мнение, что соль может отлагаться и в обстановке глубокого моря. Применительно к Мексиканскому заливу это мнение представляется неправдоподобным, поскольку залив представлял собой широкий бассейн, в котором, если он был глубоким, могла происходить интенсивная циркуляция воды.

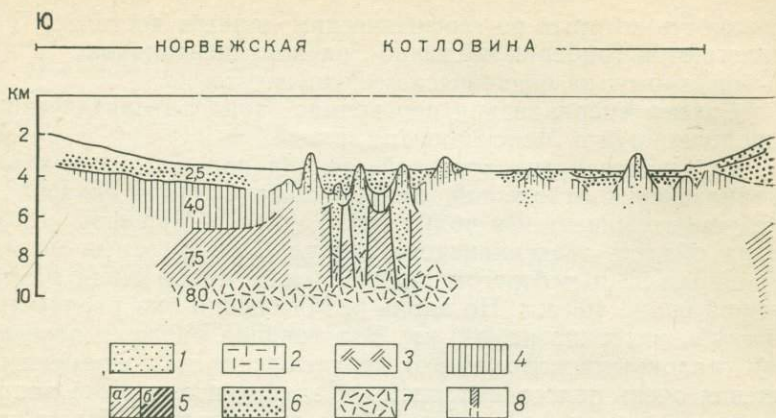
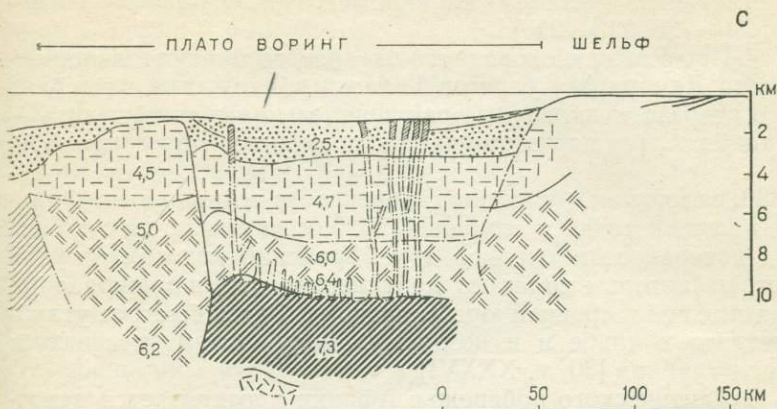


Рис. 3. Разрез земной коры на плато Вoring и в Норвежской котловине. По 1 — серпентиниты; 2 — мезозойские отложения; 3 — преимущественно кислые изверженные основные породы: третьего океанического слоя (а) и внедрившиеся в континентальную кору 8 — дайки основных пород. Цифры на рисунке — скорости продольных сейсмических волн (км/с)

300 км. Результаты сейсмических исследований показали, что в западной части плато плотные осадочные породы, которым приписывается мезозойский возраст, подстилают покров рыхлых кайнозойских осадков. Мощность мезозоя достигает 4 км и уменьшается до полного выклинивания к западу, к склону от плато к котловине Норвежского моря. Нижележащие породы, судя по сейсмическим скоростям от 5,2 до 6,5 км/с, должны быть метаморфическими или кислыми кристаллическими. Их мощность равна 8 км. В отличие от этого в центральной части плато кислые кристаллические породы составляют значительно меньшую часть мощности коры. Под кайнозойским и мезозойским осадочными толщами (мощность 5—6 км) и под кислой или средней по составу верхней корой, мощность которой уменьшена до 4 км, на глубине 10 км залегает массив каких-то основных или ультраосновных пород с сейсмической скоростью 7,1—7,3 км/с (рис. 3). В скв. 338 Проекта глубоководного океанского бурения, заложеной у подножья континентального склона на западной окраине плато, под нижним эоценом, залегающим на глубине 1,7 км под уровнем моря, в кровле базальтового фундамента обнаружены признаки субаэрального размыва [80, v. XXXVIII].

Севернее, в районе Лофотенских островов, фундамент переходной зоны сложен докембрием, представленным гнейсами гранулитовой фации. Эти породы не несут следов каледонского метаморфизма, и, следовательно, в каледонском цикле здесь располагалась либо платформа, либо срединный массив. Переходная зона разбита на горсты, грабены и ступени. Эта глыбовая тектоника создалась в середине мела. Осадки отличаются малой мощностью и до палеогена включительно их характер оставался мелководным.



К. Хинцу [78].

и метаморфические породы; 4 — базальты второго океанического слоя; 5 — габбро и ультраплато Воринг (6); 6 — кайнозойские осадки; 7 — ультраосновные породы верхней мантии;

У северного побережья Португалии и Испании известно Иберийское окраинное плато [11, т. 2, с. 5—27]. Оно опущено в среднем на 2 км и имеет в длину приблизительно 250 км и в ширину 150 км. Три большие вершины осложняют его поверхность: банка Галисия, горы Виго и Опорто. Плато примыкает к Португальскому осадочному бассейну, где на палеозойском складчатом основании накопились эвапориты триаса и лейаса, мергели средней и верхней юры, известняки нижнего мела. В течение позднего мела произошла регрессия. На подводных вершинах Иберийского плато были обнаружены неритовые известняки верхней юры и нижнего мела. С альба началось опускание плато, которое к палеогену достигло амплитуды 3 км. Плато ограничено разломами и со стороны шельфа, и со стороны Иберийской глубоководной котловины.

Строение переходной зоны Южной Америки определяется в значительной степени старым разделением примыкающей к океану части Бразильского щита на горсты и грабены, вытянутые меридионально, по «волокну» докембрийской структуры. Рифтогенез здесь имел место в раннем мелу (140—110 млн. лет назад). Он сопровождался излиянием базальтов. Следующий пик глыбовых движений падает на поздний мел и палеоген (80—50 млн. лет назад). Наконец, оживление старых разломов и усиление контрастов глыбовых движений, амплитуда которых к этому времени достигла многих километров, произошли в плиоцене.

Разрез в переходной зоне начинается с континентальных отложений нижнего мела, залегающих на размытой поверхности докембрийского фундамента. В апте накапливались эвапориты. Выше залегают терригенные морские отложения от альба до современных. Вся зона осложнена структурными ступенями, амплитуда

которых измеряется несколькими километрами [11, т. 2, с. 145—160; 69, pp. 15—26, 215—239].

Скв. 144 Проект глубоководного океанского бурения, заложенная на плато Демерара у берегов Гвианы, обнаружила в глубине осадочного разреза мелководные ракушняковые известняки апта — нижнего альба. С тех пор этот участок погрузился на 3 км [80, v. XIV].

Скв. 330, заложенная у южной оконечности материка на Фолклендском плато, в точке с глубиной 2626 м, вскрыла на глубине 556 м под поверхностью осадков докембрийский кристаллический фундамент, на котором залегают континентальные и мелководные отложения нижней и средней юры и неокома. Здесь быстрое углубление началось в альбе и к позднему мелу была достигнута современная глубина [80, v. XXXVI].

Вдоль Атлантического побережья Африки протягивается цепочка удлинённых бассейнов седиментации, захватывающих как дно океана, так и край континента. Бассейны ограничены более крутыми склонами со стороны материка и более пологими со стороны океана. В Северо-Западной Африке рифтогенная стадия с отложением континентальных осадков, как и у берегов Северной Америки, приходится на триас и лейас. После отложения солей произошла трансгрессия, которая уже в течение юрского периода привела к образованию известняков. Они продолжали отлагаться и в раннем мелу. В прилегающих районах континента меловые осадки залегают трансгрессивно и несогласно на палеозойских и докембрийских породах.

Южнее, в экваториальном секторе (Гвинейский залив — Ангола), рифтогенная стадия охватывает позднюю юру и неоком. Верхнеюрские и неокомские континентальные отложения покрываются аптской соленосной толщей. Мощность континентальных осадков достигает 5 км, лагунных отложений — 1 км. Морская трансгрессия начинается с альба или сеномана. Юрские, меловые и более молодые отложения слагают шельф и распространяются на суше в глубь континента на десятки километров, залегая несогласно на докембрийском фундаменте и образуя прибрежную равнину.

В ряде мест отмечается чрезвычайно далекое распространение соли в глубь океана. Например, в районе Канарских островов соленосный триас распространен по крайней мере на 1000 км от берега и до глубины 4,5 м [111]. Это, как и в случае Мексиканского залива, является красноречивым свидетельством значительного опускания земной коры не только в пределах шельфа и континентального склона, но и за пределами последнего.

Широкое распространение в нижней части морского разреза черных сланцев некоторыми исследователями толкуется как признак изолированных бассейнов с зараженной сероводородом водой.

Повсеместно переходная зона Западной Африки как на суше, так и подводной своей части, имеет ступенчатое строение. Отдельные сбросы имеют амплитуду до 5 км. В зоне развития эвапоритов

широко проявляется со-  
ляная тектоника в форме  
диапировых куполов.

К югу от Китового  
хребта рифтогенная ста-  
дия не установлена. Уже  
неокомские, а местами и  
верхнеюрские отложения  
указывают на морские  
условия. В последующее  
время развивается сту-  
пенчатое опускание в пе-  
редходной зоне.

Большой интерес пред-  
ставляют окраинные пла-  
то, окружающие Авст-  
ралию (рис. 4). Наиболее  
полно изучено плато  
Эксмут, расположенное у  
северо-западных берегов  
континента на глубинах  
между 800 и 2000 м [75].

В сторону океана оно обрывается в абиссальную впадину Уортон до глубины свыше 5 км. Со стороны шельфа плато ограничено очень пологой верхней частью континентального склона с уклоном около  $1^\circ$ . К абиссальной впадине ведет нижняя часть континентального склона, значительно более крутая (до  $17^\circ$ ), нарушенная сбросами.

Геофизические исследования, несколько буровых скважин и сопоставление с соседними участками шельфа и суши привели к выводу, что фундамент плато сложен метаморфическими породами докембрия мощностью около 10 км. Выше залегают палеозойские осадки, мощность которых достигает 5 км. После морского нижне-палеозоя следуют красноцветы силура. Трансгрессивные мелко-водные отложения охватывают время со среднего девона до среднего карбона. В позднем карбоне произошло поднятие, а в ранней перми отложились флювиогляциальные осадки. Затем последовали глыбовые движения, которые раскололи все плато на грабены и горсты. Это — рифтогенная стадия развития океанической окраины. Вторая фаза глыбовых движений охватывает поздний триас, а местами — начало поздней юры. В раннем мелу изливались базальты, покровы которых, по-видимому, объединяются с базальтами второго океанического слоя в соседних глубоководных впадинах. Мелководное осадконакопление продолжалось вплоть до олигоцена включительно. Только в миоцене произошла смена не-ритовых фаций на батинальные произошло опускание плато, которое до этого представляло собой часть мелководного шельфа. Мезокайнозойская часть разреза имеет мощность около 5 км.

На плато Натуралистов скв. 258 Проекта глубоководного оке-анского бурения на глубине 2793 м под уровнем моря обнаружила

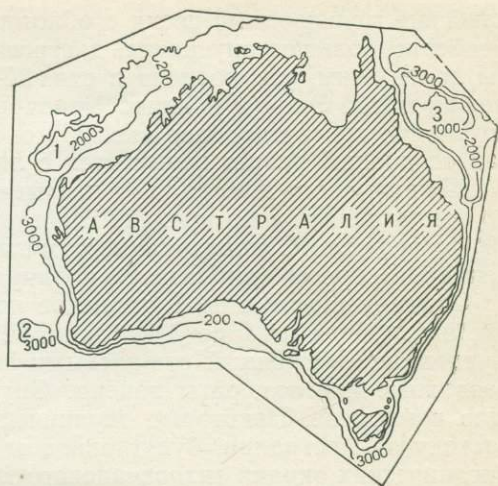


Рис. 4. Окраинные плато близ Австралии.  
1 — плато Эксмут; 2 — плато Натуралистов; 3 — пла-  
то Квинслендское

альбские мелководные пески с обломками раковин [80, v. XXXVI]. Особенно большое опускание, достигшее с раннего мела амплитуды почти 6 км, установлено в скв. 263, заложенной во впадине между плато Эксмут и плато Уоллаби. Приблизительно такое же опускание констатировано скв. 259 около Перта. В обеих скважинах осадочный разрез начинается с лигнитов [80, v. XXVII].

Южный залив Австралии испытывал опускание с раннего мела до конца неогенового времени. За это время здесь накопилось до 10 км осадков. С конца раннего мела стали образовываться ступенчатые сбросы приблизительно параллельно берегу.

Отметим еще Южно-Тасманское поднятие, расположенное сейчас на глубине от 1 до 3 км. Скв. 280 вскрыла континентальный фундамент, сложенный слюдистыми сланцами, на котором лежат базальные конгломераты эоцена. Опускание этого плато произошло в миоцене. Некоторые окраинные плато, расположенные к востоку от Австралии, будут описаны ниже, при характеристике океанических окраин тихоокеанского типа.

Подводя итоги геологическому описанию переходных зон атлантического типа, отметим чрезвычайно большое сходство их развития, где бы они ни находились. За редкими исключениями повсеместно выделяются три стадии — рифтогенная, лагунная и морская. Развитие направлено в сторону опускания, которое осложняется ступенчатыми взрезами. При этом, по крайней мере в некоторых случаях, ясно, что опускание охватывает не только шельф, но и прилегающую часть абиссальных впадин и в этих случаях континентальный склон оказывается внутри переходной зоны и представляет собой один из уступов, осложняющих эту зону. Он имеет, следовательно, вторичный характер, возникая в процессе развития переходной зоны.

С другой стороны, переходная зона распространяется на континент, где наземным продолжением шельфа является прибрежная равнина. Таким образом, переходная зона имеет большую ширину, измеряемую сотнями километров, в пределах которых мигрирует конкретная граница между сушей и морем. Особенно широка переходная зона там, где континентальный склон осложнен окраинным плато. История таких плато показывает, что первоначально они составляли дальнюю от континента часть мелководного шельфа, бывшего в то время значительно шире, чем сейчас, и их прогибание компенсировалось накоплением осадков. Но с некоторого времени окраинные плато откальвались от шельфа, их прогибание значительно обгоняло накопление осадков, и их поверхность опускалась до глубин в 1—2 км.

### Глубинное строение

Обращаясь к особенностям глубинного строения земной коры в переходных зонах атлантического типа, отметим, что главными такими особенностями являются уменьшение мощности континентальной коры от суши к шельфу и далее к континентальному

склону и появление между слоями с типичными коровыми и мантийными сейсмическими скоростями слоя с промежуточными скоростями (7,1—7,4 км/с).

У Атлантических берегов Северной Америки под сушей, примакающей к океану, мощность континентальной коры достигает 30—33 км. В переходной зоне подошва коры поднимается уступами от одной глыбы к другой (по мере того, как подошва осадков опускается) до глубины 22—16 км.

За пределами континентального склона, а иногда и под шельфом, континентальная кора резко, по вертикальному разрыву, сменяется океанической и тогда подошва коры поднимается до глубины около 12 км. Сейсмические скорости в кровле мантии колеблются от 7,8 до 8,5 км/с, но преимущественно равны 8,1—8,2 км/с (см. рис. 1 и 2). Нижняя половина континентальной коры сложена материалом с сейсмической скоростью 7,2—7,4 км/с. У Ньюфаундленда этот слой имеет мощность 15 км при полной мощности коры 25 км.

В строении океанической коры выделяется «океанический фундамент» (второй слой) с сейсмической скоростью около 5 км/с. Его мощность от 2 до 6 км. Он, по-видимому, сложен базальтами. Ниже океаническая кора представлена материалом с сейсмической скоростью 6,8—7,2 км/с. Этот слой в переходной зоне имеет толщину 8—12 км [11, т. 2, с. 82—101].

На плато Блейк осадочные толщи подстилаются частично континентальной, частично океанической корой (см. рис. 3). Первая имеет толщину около 30 км, вторая — около 14 км. Под Багамской котловиной мощность океанической коры уменьшается до 10—12 км. Сейсмические скорости в ней 7,2—7,4 км/с. Верхняя часть консолидированной океанической коры сложена океаническим базальтовым фундаментом (вторым слоем мощностью 2—3 км) с сейсмической скоростью от 5,2 до 6,6 км/с. Мантия находится под плато на глубине около 23 км, а под Багамской котловиной на глубине 18 км.

В области Мексиканского залива под окружающими континентами толщина коры около 32 км. На восточном континентальном склоне Мексики она уменьшается до 25 км. Под глубоководной равниной Сигсби, в центральной части Мексиканского залива, где глубина воды 3 км, толщина твердой части коры 15 км, из которых 5—6 км рыхлых осадков [115, pp. 65—106]. Для сравнения напомним, что в открытом океане, где глубина воды 5 км, твердая земная кора имеет мощность около 6 км, из которых рыхлых осадков меньше одного километра.

В переходной зоне от Восточной Африки к Индийскому океану в пределах шельфа и континентального склона толщина континентальной коры уменьшается от 16 до 9 км. В нижней части коры залегает слой с промежуточными скоростями 7,0—7,2 км/с толщиной около 4 км (D. H. Matthews, D. Davies, 1966).

По гравиметрическим данным у плато Эксмут толщина коры на шельфе достигает 33 км. На самом плато она уменьшается до

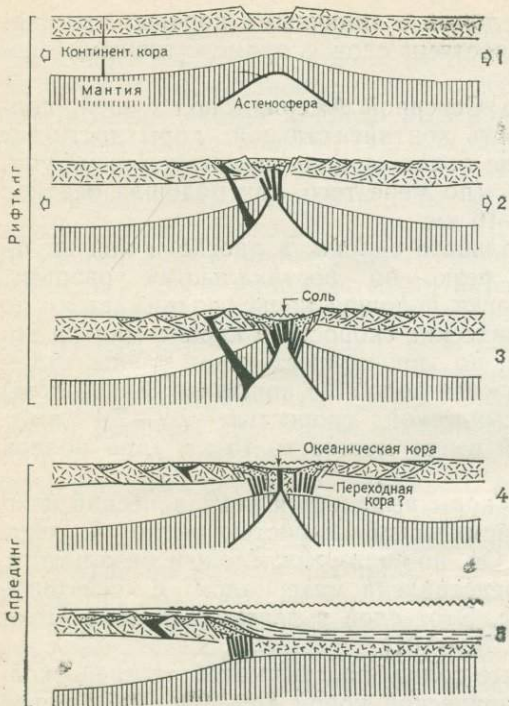


Рис. 5. Стадии развития рифтовой континентальной окраины. По К. Кину и Р. Хайндману [85].

Цифры последовательность стадий

и континентальными фациями, лежат на его размытой поверхности. Современные глубины на шельфе явились результатом недавнего опускания, максимум которого пришелся на неоген [14].

### Условия образования

Естественно предположить, что уменьшение мощности континентальной коры в переходной зоне прямо связано с ее прогибанием. Именно такое уменьшение мощности должно обеспечить сохранение изостатического равновесия погружающейся коры. Возможные причины погружения мы обсудим позже.

Сейчас уменьшение мощности коры в этих условиях часто объясняется как результат растяжения в обстановке раскалывания Гондваны и раздвигания континентальных массивов. Считается, что рифтогенная стадия соответствует времени образования внутриконтинентального рифта, а морская стадия связана с дальнейшим развитием спрединга, когда между раздвигающимися континентами образуется новая океаническая кора (рис. 5).

Эту схему трудно увязать с наблюдаемым строением переходных зон. Невозможно предполагать чисто пластическое растяже-

20 км, а океаническая кора толщиной 9—13 км начинается с глубины 4 км [75]. В Южном заливе Австралии кора, имеющая на шельфе толщину 30 км, к югу становится тоньше и переходит в океаническую кору на той же глубине.

Уменьшение толщины континентальной коры наблюдается в сечении через шельф Баренцева моря, который также следует отнести к переходной зоне атлантического типа. На Кольском полуострове толщина коры 40 км. К северу она уменьшается и в центре Баренцева плато равна 31—32 км, а на Земле Франца-Иосифа 23—25 км; в зоне же континентального склона местами не превышает 15 км. Фундамент Баренцева шельфа архейский. Осадки, представленные мелководными морскими

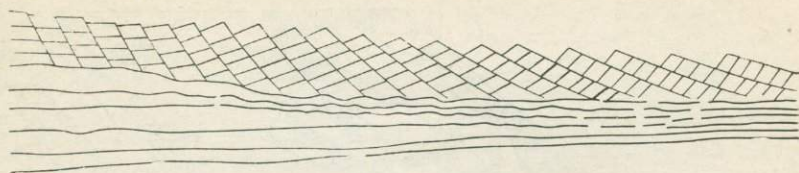


Рис. 6. Растяжение коры путем системы листрических сбросов.  
Горизонтальные линии — нижние слои коры, деформируемые пластично

ние коры: ее ступенчатая разрывная структура говорит против такого предположения. Растяжение с утонением коры могло бы осуществиться при возникновении серии пологих нормальных сбросов «листрической» формы, но такой механизм привел бы к значительному антитетическому наклону поверхностей, разделенных сбросами глыб коры. На обычных схемах такие глыбы показывались лежащими почти горизонтально, тогда как их поверхности круто наклонены в сторону берега (рис. 6). Ничего подобного в строении переходных зон в действительности не наблюдается: разрывы близки к вертикальным и значительного поворота разделенных ими глыб нет. Поэтому независимо от того, происходят ли спрединг, дрейф и образование новой океанической коры или нет, следует искать другой механизм уменьшения толщины коры, сопровождающего ее погружение. Попытку найти такой механизм мы предпримем позже, а сейчас коснемся еще одного вопроса, который, как увидим дальше, тесно связан с предыдущим.

Известно, что за пределами срединных океанических хребтов с их хорошо выраженными линейными магнитными аномалиями, в полосах развития абиссальных равнин и вплоть до переходных зон атлантического типа, лежат зоны спокойного магнитного поля, где аномалии отличаются слабой интенсивностью и расплывчатостью очертаний. В канонах «тектоники плит» эти зоны спокойного магнитного поля трактовались первоначально как соответствующие геологическому времени, когда инверсии магнитного поля отсутствовали. Границы такого времени указывались разные: от позднего карбона до первой половины позднего мела [11, т. 1, с. 76—97].

Но эта точка зрения явно противоречит тому, что наблюдается. Если спокойное поле соответствует определенному интервалу геологического времени, то такое поле должно окаймляться одной и той же аномалией (при условии, конечно, что мы рассматриваем аномалии как магнитную запись геологической истории). Например, если спокойная эпоха закончилась 80 млн. лет назад, то такой аномалией должна быть, по принятой номенклатуре, 34-я. Но это условие, справедливое для Южной Атлантики, выдерживается далеко не везде: оно, например, нарушается в той же Атлантике к северу от экватора (рис. 7). Со стороны Северо-Западной Африки, а также Северной Америки спокойная зона ограничива-

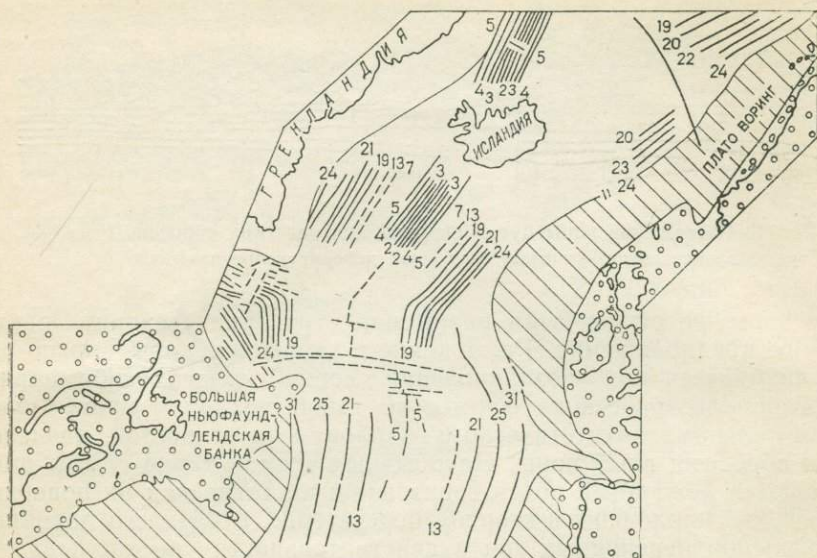


Рис. 7. Полосовые магнитные аномалии Северной Атлантики. По карте У. К. Питмана и др. (1974 г.).

Косая штриховка — зона спокойного магнитного поля. Кружки — континентальная кора

ется аномалией 31. Но, проследив эту зону вдоль окраины Северной Америки к северу, мы увидим, что она упирается в Большую Ньюфаундлендскую банку с ее континентальной корой. Близ плато Воринг, у берегов Норвегии, со спокойной зоной граничит уже аномалия 24 [11, т. 2, с. 49—65]. В далеком отсюда районе, у южного побережья Австралии, последней перед спокойной зоной является аномалия 22 (рис. 8). Но не только она, а и ряд предыдущих аномалий, вплоть до 18-й, срезаются здесь краем спокойной зоны [88]. Аномалией 21 заканчиваются линейные аномалии в Южной Атлантике близ Фолклендского плато, с которым совпадает спокойная зона. И совсем далеко от канона то, что наблюдается в Красном море, где спринг (по предположению) начался всего несколько миллионов лет назад, но где все же существуют спокойные зоны у берегов.

Следовательно, спокойное магнитное поле протягивается полосой большей или меньшей ширины, по-видимому, вдоль всех океанических периферий атлантического типа независимо от того, какая аномалия к ней примыкает. Граница спокойной зоны несет предполагаемые по магнитной геохронологии временные границы.

В связи с этим природу спокойного поля, очевидно, надо толковать не так, как это предписывает ортодоксальная «тектоника плит». Была высказана идея, что кора спокойной зоны была раньше «особой», отличной как от континентальной, так и от океанической (Ч. Дрейк и др., 1970 г.). Хотя и не было указано, в чем

состоит «особенность» этой коры, но при реконструкции «додрейфового» положения Европы и Северной Америки она присоединялась к соседним материкам. Линия разьединения между ними поэтому проходила не по континентальному склону, а на значительном расстоянии от него в сторону внутренних областей океана.

В настоящее время ряд исследователей высказывает — правда, весьма осторожно — предположение, что в пределах спокойного поля ранее существовала континентальная кора. В дальнейшем она претерпела такие изменения, которые сделали ее по геофизическим параметрам океанической. Для этого она должна была не только уменьшиться в мощности, но и измениться вещественно [11, т. 2, с. 49—65; 69, в. 48, pp. 37—42; 88]. Несколько более умеренная, но менее понятная точка зрения состоит в том, что первоначальная граница между континентальной и океанической корой проходила не по внешнему краю спокойной зоны, а внутри последней, вдоль магнитной аномалии (Е). Эта аномалия разделяет спокойную зону на две полосы: относительно более спокойную и относительно менее спокойную (рис. 9). Первая в этом случае считается расположенной на месте бывшей континентальной коры [11, т. 1, с. 76—97].

Это, конечно, предположения. Но проблема спокойной магнитной зоны требует решения. Пока она не решена, граница между океанической и континентальной корой во многих случаях остается неопределенной [85].

К вопросу о связях между континентальной и океанической корой относится и взаимоотношение между наземными платобазальтами и вторым базальтовым океаническим слоем. Некоторые поля платобазальтов, расположенные на суше, спускаются на дно океана, где они, возможно, сливаются со вторым слоем. Так, например, субаэральные базальты, развитые в прибрежных районах Мозамбика и Мадагаскара, имеющие возраст от юрского до позднемелового, судя по геофизическим данным, переходят в океанические базальты. Возраст последних домастрихтский [11, т. 1, с. 346—355]. Есть основания предполагать, что в наиболее узкой своей части, где глубина моря не превышает 3 км, Мозамбикский пролив подстилается континентальной корой и формация Карру непрерывно переходит с Африки на Мадагаскар.

Платобазальты долины р. Паранá в Южной Америке имеют, судя по всему, непосредственную связь с базальтами, выстилающими дно прилегающей части Атлантического океана. Возраст

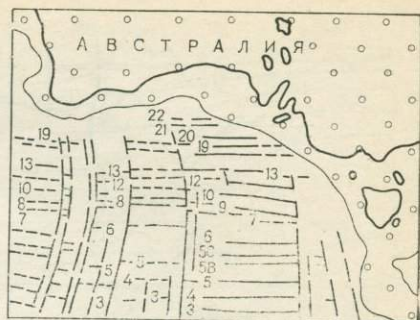


Рис. 8. Полосовые магнитные аномалии к югу от Австралии. По карте У. К. Питмана и др. (1974 г.).

Кружки — континентальная кора

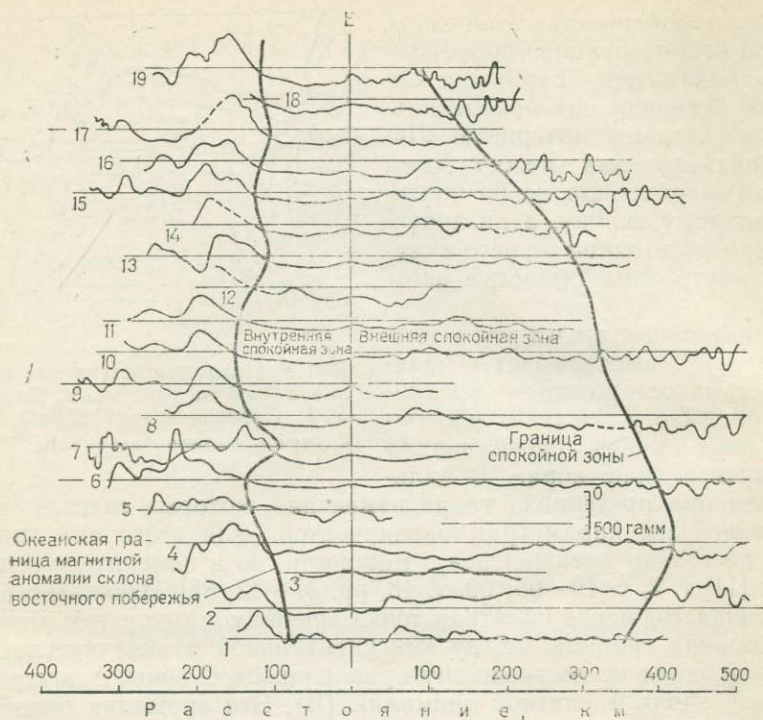


Рис. 9. Магнитные аномалии южнее цепи подводных гор Новой Англи по галсам 1—19. Профили приведены к аномалии Е. По Ф. Д. Рабиновичу [11, т. 1, с. 76—97].

базальтов Парана — поздняя юра — ранний мел [69, v. 48, pp. 15—26]. Того же возраста и второй слой на западной периферии Южной Атлантики. Если это последнее предположение о распространении наземных платобазальтов на дно океана подтвердится, это еще больше подчеркнет общность развития континентальной и океанической коры в переходных зонах атлантического типа.

Последнее замечание, которое мы хотим сделать относительно условий, сопутствующих переходным зонам атлантического типа, касается теплового потока. В дальнейшем будет видно, что термической обстановке мы придаем большое значение в нашей попытке осветить природу переходных зон. Все переходные зоны атлантического типа в настоящее время характеризуются спокойной термической обстановкой, лишенной каких бы то ни было контрастов. По обе стороны границы, между океаном и континентом, всюду, где были выполнены измерения, наблюдаются «нормальные» тепловые потоки. Это не означает, что распределение температур по глубине под континентом и океаном одинаковое: геотермический градиент под океаном круче, чем под континентом, и поэтому на одной и той же глубине (до глубины в несколько сот

километров) температура под океаном на 100—200 °С выше, чем под континентом (рис. 10).

Однако исходя из того, что рифтогенная стадия развития переходных зон атлантического типа вполне сходна с современными континентальными рифтами, мы можем предполагать, что, подобно последним, переходные зоны в течение этой начальной стадии также обладали повышенным тепловым потоком. Свидетельством этому же служат сопровождающие рифтовую стадию излияния базальтов, образование диабазовых даек и те внедрения основной и ультраосновной магмы в нижние слои коры, о которых будет речь, например, в связи с описанием плато Воринг.

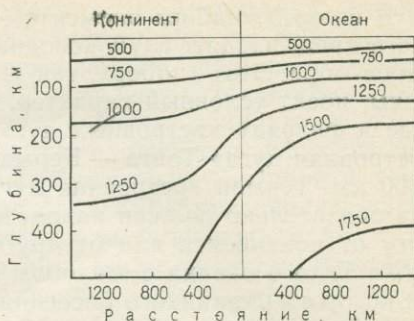


Рис. 10. Распределение температур под океанами и континентами для мантии со средним содержанием урана  $3,3 \cdot 10^{-8}$  г/г. Непроницаемость равна  $10 \text{ см}^{-1}$ . По Дж. Мак Дональду из Дж. Ферхугена и др. (1974 г.)

Глава II. Переходные зоны тихоокеанского типа

## Глава II. Переходные зоны тихоокеанского типа

Известно, что переходные зоны тихоокеанского типа не только окружают Тихий океан, но наблюдаются также на северо-востоке Индийского океана и в Атлантическом океане, в районах Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг. Главным объектом нашего рассмотрения будут западная и юго-западная части Тихого океана, где свойства этих переходных зон проявляются наиболее полно.

В отличие от зон атлантического типа эти переходные зоны протягиваются в общем параллельно мезозойским и кайнозойским складчатым и орогенным поясам, вытянутым по периферии континентов. Однако в существенных деталях наблюдается срезание краем океана мезозойско-кайнозойских структур, местами вплоть до самых молодых, — плейстоценовых. Наиболее яркие примеры такого срезания можно видеть на о-ве Хоккайдо, где меридиональные складчатые структуры, протянувшиеся с Сахалина, срезаны глубоководным желобом, или в Андах Южной Америки с их косым приращением мезозойских структур к Чилийскому желобу. Любой крупный остров, входящий в состав островных дуг, представляет собой «структурный обрубок», будучи со всех сторон срезан областью распространения океанической коры [5].

Тихоокеанские переходные зоны характеризуются, в противоположность атлантическим, современными сейсмичностью и вулканизмом.

В полный «набор» элементов, характерных для переходных зон этого типа, входят: глубоководный желоб, островная дуга и окраинное море. Этот «набор», так же как и приуроченные к нему термины, носит условный характер. Далеко не все структуры, относимые к разряду «островных дуг», имеют дугообразную форму: «островная дуга» Тонга — Кермадек прямолинейна на протяжении 3000 км. Термин «островная дуга» предполагает, что позади «дуги» обязательно должен находиться морской бассейн, отделяющий дугу от континента или от другой такой же дуги. Но на юго-востоке Тихого океана с желобом соседствует поднятие Анды, позади которого окраинного бассейна нет.

Сейчас принят взгляд на комплекс желоб — дуга островов — окраинное море как на современную геосинклинали, которую будто бы можно рассматривать в качестве модели и более древних геосинклиналей со всем их внутренним расчленением и для всех стадий [30]. Из дальнейшего будет видно, что с этим взглядом невозможно согласиться.

Ниже, в разделе, посвященном островным дугам I и II типа, речь будет идти об островах и глубоководном желобе. Окраинным морям будет посвящен особый раздел этой главы. Такое разделение целесообразно, так как, хотя и считается, что желоб — острова — окраинное море представляют единый комплекс структур, на самом деле окраинные моря и по времени своего образования, и по своей природе представляют собой самостоятельные структуры, не непосредственно связанные с двумя другими структурными элементами.

### Строение и развитие островных дуг

Обратимся сперва к *островным дугам I типа*, т. е. к тем, в истории которых хорошо запечатлелось полициклическое ортогеосинклинальное развитие, протекавшее на континентальной коре. К этому типу относятся такие острова, как Японские, Тайвань, Филиппинские, Новая Гвинея, Новая Зеландия, Сулавеси, Калимантан, Ява, Суматра, Куба, Гаити, Пуэрто-Рико и некоторые другие [6]. К дуге этого же типа следует отнести и п-в Камчатку.

Геологическая история островов этого типа указывает на ортогеосинклинальное развитие в течение ряда тектонических циклов. В Японии геосинклинальный режим существовал с раннего палеозоя. В Новой Зеландии геосинклинальный режим развивался уже в позднем докембрии, а затем в палеозое и мезозое. На Тайване, Филиппинах, Новой Гвинее и на больших островах Индонезии известно только мезозойско-кайнозойское ортогеосинклинальное развитие. Более древняя история не может быть в полной мере восстановлена. Но наличие в некоторых районах под мезозойскими геосинклинальными толщами фундамента, сложенного метаморфическими породами континентального типа, указывает и на более раннее — палеозойское и, возможно, докембрийское — геосинклинальное развитие.

Такая же обстановка существовала на Антильских островах: Кубе, Ямайке, Гаити, Пуэрто-Рико, Виргинских. На Кубе древнейшая палеонтологически охарактеризованная формация представлена мелководно-континентальным комплексом терригенных пород нижней и средней юры. Но на севере Кубы обнаружены породы доюрского сиалического фундамента, сложенного флогопитовыми мраморами и кальцифирами с абсолютным возрастом около 950 млн. лет [43]. В мезозое территория Кубы развивалась частично как миогеосинклиналь, а частично как эвгеосинклиналь.

На других островах этой группы также известен фундамент, сложенный метаморфическими сланцами, гранитами, гранодиоритами, липаритами неизвестного, по-видимому палеозойского, возраста. На фундаменте обычно залегают осадочные и вулканогенные породы меловой системы. В течение мела происходило ортогеосинклинальное развитие, которое закончилось в начале эоцена складкообразованием.

Метаморфические породы фундамента свидетельствуют о континентальной природе земной коры островов, не только современной, но и значительно более древней: на многих островах кора была континентальной, во всяком случае с палеозоя, а на некоторых есть прямые признаки существования континентальной коры уже в докембрии. Современный континентальный характер коры подтверждается и геофизическими данными. Там, где на островах этого типа были проведены сейсмические или гравиметрические исследования, они указали на нормальную континентальную кору. Отличие от ее коры внутренних частей континентов состоит только в несколько меньшей мощности, которая обычно близка к 30 км, но местами уменьшается до 25 км (например, для Японии [112]). Однако, несмотря на предыдущее геосинклинальное развитие островов, принадлежащих к дугам I типа, отсюда еще не следует, что в современном комплексе структур, образующих эти дуги, мы можем видеть полноценные проявления ортогеосинклинального режима в его развитии. Есть основания серьезно оспаривать утверждения «тектоники плит», согласно которым глубоководный желоб и дуга островов представляют современную эвгеосинклиналь, а окраинное море — это современная миогеосинклиналь и т. п. [30].

Глубоководные желоба, сопровождающие островные дуги, являются чрезвычайно молодыми образованиями. Они возникли не раньше начала неогена, а некоторые из них и позже, в конце плиоцена — начале плейстоцена. Например, сейсмическое зондирование и взятие пород со дна показали, что Курило-Камчатский и Японский желоба начали образовываться не раньше миоцена и что их прогибание особенно интенсивно происходило в конце плиоцена и в плейстоцене [7]. При бурении глубоководных скважин на континентальном склоне Японского желоба на глубине 6 км было пройдено осадочное выполнение желоба, которое, как оказалось, начинается с верхнего миоцена. Оползневые деформации, осложняющие толщи миоцена и плиоцена, указывают на то, что последние накапливались в процессе прогибания желоба. Сква. 438 и 439,

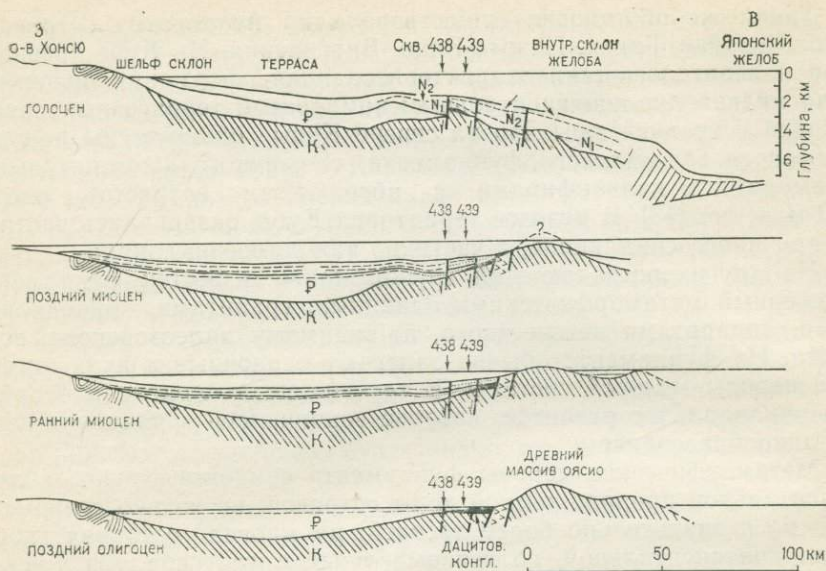


Рис. 11. Стадии опускания древней суши Оясио на континентальном склоне о-ва Хонсю (Япония). По результатам бурения в 57-м рейсе «Гломара Челленджера».

заложенные в верхней части континентального склона, обнаружили, что до позднего олигоцена включительно здесь была суша, которая начала опускаться в конце олигоцена, а глубоководная обстановка была достигнута к началу миоцена (рис. 11). Следует полагать, что это опускание на краю желоба было связано с общим прогибанием последнего [27; 79, leg. 57].

Перу-Чилийский желоб имеет меридиональную ориентировку. В Андах такая ориентировка структур возникла только в плиоцене; более древние структуры имели иную ориентировку — северо-северо-западную; они секутся под острым углом неотектоническими поднятиями и прогибами [59]. Это свидетельствует о плиоценовом возрасте желоба.

Исходя из того, что на южном склоне желоба Пуэрто-Рико обнаружены такие же мелководные известняки, какие развиты в мелу и палеогене на Блейк-Багамском плато, можно заключить, что до конца палеогена этот желоб еще не существовал; он образовался с раннего миоцена одновременно с опусканием на 5 км Багамской котловины [115, pp. 421—466].

То, что осадки на дне желобов повсеместно имеют мощность, не превышающую нескольких сотен метров, также говорит в пользу молодости этих прогибов.

Образование желобов совпало по времени с поднятием соседних островов и с развитием на них того вулканизма, который считается типичным «островодужным». Тут мы должны остановиться

и отметить одно серьезное недоразумение, внесенное в науку «тектоникой плит».

Как известно, эта гипотеза связывает проявления магматизма, метаморфизма и деформаций в геосинклиналях с субдукцией океанической литосферы. Она предполагает, что характер этих проявлений зависит от глубины, на которой в том или другом месте залегает эта погружающаяся литосфера. Континентальный склон глубоководного желоба, где субдукция только начинается, с этой точки зрения является местом складкообразования (соскребывание и смятие океанических осадков!) и метаморфизма высокого давления и низкой температуры. А выделение магм среднего и кислого состава предполагается там, где зона Беньофа погружена на 100 км или несколько более. При этом оказывается, что смешиваются воедино магматические явления совершенно различные, приуроченные в природе к разным стадиям развития геосинклинали: наземные андезитовые и базальт-андезитовые излияния, с одной стороны, и гранитные батолиты, с другой. Последние приурочены к средней стадии развития геосинклинали, когда во вновь образуемых внутригеосинклинальных поднятиях происходят гранитный анатексис, региональный метаморфизм высоких температур и складкообразование. Андезитовый же наземный вулканизм характерен для гораздо более поздней стадии общего поднятия геосинклинали, т. е. стадии орогенной или горообразования. Если говорить о мезозойско-кайнозойских геосинклиналях, каковыми являются острова, принадлежащие к островным дугам I типа, то орогенная стадия охватывает неоген и четвертичное время, т. е. неотектоническую эпоху.

Этот орогенный вулканизм, по Ю. А. Кузнецову (1964 г.), представлен базальт-андезит-липаритовой группой формаций. Другие авторы относят те же вулканические продукты к базальт-андезитовой формации. Хотя состав лав колеблется от базальтов до липаритов, значительным преобладанием пользуются андезитобазальты и андезиты. Развиваясь в обстановке поднятия островов, вулканизм имеет наземный характер. Для него типична большая explosивность.

Стадия поднятия и андезитового вулканизма на Камчатке началась в раннем миоцене. Одновременно аналогичная стадия развивалась и в Японии. На Филиппинских островах те же процессы начались с позднего миоцена. На Тайване, начало аналогичной стадии приурочено к миоцену, но особенно ярко присущие ей процессы проявились в плейстоцене. В Западном Ириане такие же явления развивались со среднего плиоцена, а в Восточной Новой Гвинее — с плейстоцена. В Новой Зеландии те же процессы отмечаются с миоцена\*. В Андах поднятие, сопровождаемое андезитовым вулканизмом, развернулось в гигантском масштабе с плиоцена [59].

---

\* О перечисленных здесь регионах см. в кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, т. 2. М., Мир, 1977.

На Индонезийской дуге I типа мезозойско-кайнозойское геосинклинальное развитие закончилось в палеогене, а в неогене и четвертичном периоде развивалось поднятие осевой зоны больших островов, сопровождаемое глыбовыми движениями и сильным андезитовым вулканизмом (Р. В. Беммелен, 1957 г.).

На Кубе орогенный режим, выраженный глыбовыми вертикальными движениями и андезитовым наземным вулканизмом, развился в миоцене и позже [86]. В это же время (местами, может быть, с конца олигоцена) проявился орогенез и на других Больших Антильских островах.

Во всех случаях на островных дугах I типа поднятие и андезитовый вулканизм сопровождалось не складчатыми, а глыбовыми дислокациями. Расчленение земной коры на глыбы вертикальными разломами и создало ту проницаемость, которая способствовала наземному вулканизму. Глыбовые дислокации охватили не только поверхность поднимающихся островов, но и склоны прилегающих к ним глубоководных желобов. К этому вопросу мы еще вернемся, поскольку он в равной мере относится к дугам как первого, так и второго типа.

На основании всего сказанного нетрудно прийти к выводу, что в современной структуре островных дуг I типа и в тех новейших процессах, которые создали эту структуру, таких, как поднятие островов, андезитовый вулканизм, глыбовые дислокации, прогибание желоба, мы наблюдаем отнюдь не геосинклиналь во всех стадиях и формах ее развития, а лишь проявления эпигеосинклинального орогенного режима.

Такой же режим характеризует на той же неотектонической стадии развития и внутриконтинентальные геосинклинали: его можно наблюдать и в Альпах, и в Динаридах, и на Карпатах, и на Кавказе, и в других областях. Всюду этот режим выражен горообразованием, прогибанием рядов с поднимающимися хребтами передовых и межгорных прогибов, андезитовым вулканизмом, глыбовыми дислокациями. Он резко отличается от условий средней стадии развития геосинклинали, когда образуются в коре анатектические гранитные батолиты, складчатость и региональный метаморфизм высоких температур.

Указанием на родство процессов, происходящих на островных дугах I типа, с орогенным режимом на континентах является и то, что некоторые дуги и сопровождающие их желоба протягиваются с океана на континент. При этом островная дуга становится орогенным поднятием, а желоб — передовым прогибом. Так, Индонезийская дуга I типа вместе с сопровождающим ее желобом по простиранию сообщается с хребтом Аракан-Йома в Бирме, у подножья которого расположен передовой прогиб. В противоположном направлении Индонезийский глубоководный желоб продолжается в прогибе, разделяющем о-в Тимор и Австралию, расположенные на континентальной коре. Аналогичным образом Антильская дуга и глубоководный желоб соединяются с Венесуэльскими Андами и Оринокским передовым прогибом.

Примерами *островных дуг II типа* являются острова Алеутские, Курильские, Бонино-Марианские, Новые Гебриды, Соломоновы, Тонга, Кермадек, Малые Антильские. Сейчас это преимущественно поднятые над уровнем моря цепочки вулканов, выделяющих продукты того же характера, что и современные вулканы на островных дугах первого типа: известково-щелочные магмы и пирокластические породы главным образом андезито-базальтового и андезитового состава. Но на этих островных дугах нет видимого фундамента, подобного дугам I типа, т. е. такого, который нес бы в своем строении следы длительно полициклического ортогеосинклинального развития.

Большинство островных дуг II типа имеют кору не континентальную, а по своим физическим свойствам вполне сходную с океанической, хотя и отличающуюся от последней толщиной. Эта кора имеет мощность 15—20 км и состоит из низкоскоростного осадочного чехла небольшой мощности и двух основных слоев с сейсмическими скоростями 5,0—5,5 км/с и 6,3—6,8 км/с [36, 44, 99]. Указанные два слоя вполне соответствуют второму и третьему слоям типичной океанической коры.

Такая утолщенная океаническая кора образует полосы шириной от 50 до 200 км и длиной до 3000 км среди пространств, сложенных океанической корой, как правило, обычной для океана толщины (5—7 км без слоя воды).

Однако некоторые островные дуги II типа частично расположены на континентальной коре. Например, юго-западный и северо-восточный отрезки Курильской дуги подстилаются континентальной корой толщиной в 25—30 км, а наличие в лавах ксенолитов метаморфических сланцев и гранито-гнейсов указывает на присутствие континентального фундамента. Гранито-гнейсовый слой здесь может иметь толщину 5—7 км [16, 39, 44]. В центральной части той же дуги мощность континентальной коры уменьшается до 14—15 км, и там нет слоя, который мог бы быть отнесен к гранито-гнейсовому. Эта кора уже толстая, океаническая.

Сходное положение отмечается в пределах Алеутской дуги, восточная и западная части которой расположены на континентальной коре, а средняя часть — на коре утолщенной, океанической.

История всех дуг II типа, расположенных как на утолщенной океанической, так и континентальной коре, весьма сходна. Она не содержит событий, которые могли бы позволить считать режим дуг II типа ортогеосинклинальным. Эта история охватывает сравнительно короткое время — обычно от позднего мела или эоцена до настоящего времени\* — и распадается на две стадии. В течение первой стадии происходило преимущественно прогибание земной коры, документированное большими мощностями вулканогенно-осадочных пород, и на этом фоне развивался интенсивный магма-

\* Среди типичных островов, принадлежащих к дугам II типа, исключение составляет о-в Дезирад в группе Малых Антильских островов, где известны гранодиориты верхней юры. Их происхождение дискуссионно.

тизм, выраженный как в эффузивной, так и интрузивной форме. Магматизм, особенно эффузивный, свидетельствует о большой роли глубинных разломов. Состав магмы разнообразный — от основных до кислых, но с заметным преобладанием основных. В эффузивной фации главное место занимают подводные излияния базальтов толеитового типа, в интрузивной — преимущество имеют габбро. С течением времени наблюдается увеличение дифференцированности и щелочности пород. Растет содержание калия. Основные породы сопровождаются в подчиненном объеме андезитобазальтами, андезитами, диоритами, липаритами, дацитами и т. д. Эксплозивность эффузивных процессов на этой стадии выражена слабо. Что касается осадочных пород, то они сложены преимущественно продуктами разрушения вулканогенных пород.

Вторая стадия начинается с позднего миоцена или позже. Она характеризуется контрастным развитием вертикальных тектонических движений: островная дуга поднимается, а рядом прогибается глубоководный желоб. На островной дуге развивается наземный вулканизм с большим преобладанием известково-щелочных лав и среди них андезитобазальтов и андезитов. Типична очень сильная эксплозивность. Базальты, проявляющиеся в подчиненных объемах, приобретают известково-щелочной характер. Геохимические черты лав наряду с эксплозивностью извержений свидетельствуют о значительной на этой стадии роли флюидов и прежде всего воды [53]. Дислокации имеют исключительно глыбовый характер, что подчеркивает роль разломов и вертикальных движений по ним на этой стадии.

Распространяясь на склон глубоководного желоба, глыбовые дислокации приводят к образованию на нем ступенчатого рельефа. Сейсмическое зондирование выявило связь ступеней с глубокими вертикальными разрывами (рис. 12). Окаймленный такими разрывами желоб имеет облик сложного грабена со ступенчатыми краями [11, т. 2, с. 82—101; 50]. Грабенообразная структура глубоководного желоба подтверждается и гравиметрическими данными.

Число уступов на краях желоба, как это видно на рис. 13 и 14, бывает различно. Поверхность уступов иногда приобретает пологий обратный уклон, что вообще характерно для ступенчатых сбросов, и тогда на этих поверхностях накапливаются осадки (рис. 15). Поднятые внешние края наиболее крупных уступов этого типа образуют гряды, параллельные гребню островной дуги. Они либо остаются под уровнем моря, либо в процессе дальнейшего общего поднятия дуги могут оказаться выше этого уровня и образовать цепочку островов. Именно это явление послужило основой для появления теории «двойных дуг», предполагающей, что все островные дуги (I и II типов) состоят из основной «вулканической» дуги и параллельной ей «невулканической» дуги — островной или подводной. Хотя такое раздвоение островной дуги местами наблюдается очень хорошо (например, в Индонезии), оно не является повсеместным, поскольку не всюду поднятие островной дуги

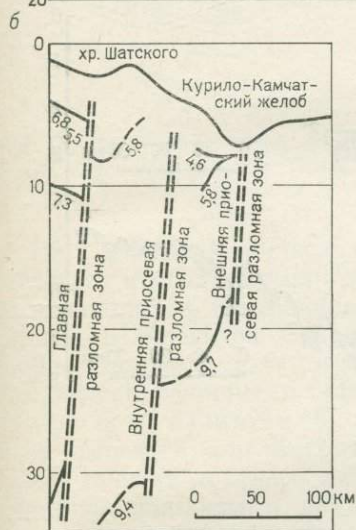
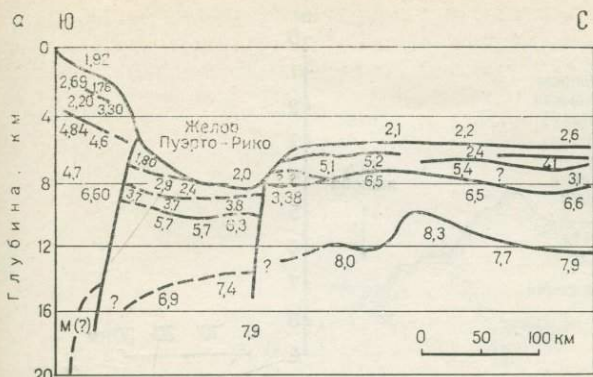


Рис. 12. Разрезы через глубоководные желоба. По Ю. В. Тулиной и Г. А. Ярошевецкой [50].  
 а — Пуэрто-Рико; б — Курило-Камчатский.  
 Цифры — скорости продольных сейсмических волн (км/с)



Рис. 13. Сейсмический профиль по отраженным волнам через Чилийский желоб, показывающий разрывы в фундаменте под толщей турбидитов. По У. Швеллеру и Л. Кульму (1978 г.).  
 Пунктир — поверхность второго слоя

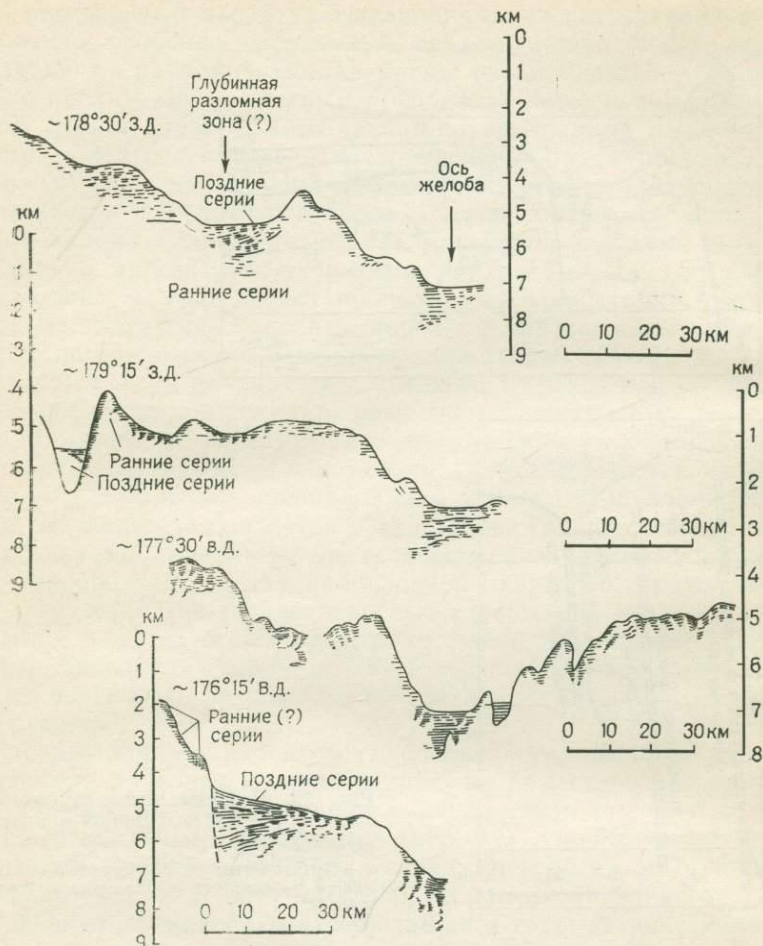


Рис. 14. Сравнительные батиметрические профили через внутренние склоны различных глубоководных желобов. По Д. Каригу и Дж. Шарману [83].

сопровождалось образованием крупных сбросовых уступов. Как видно из приведенных рисунков, вместо одного большого уступа на склоне желоба может образоваться несколько мелких уступов.

Суммируем сведения об истории некоторых островных дуг. На Курильской дуге наиболее древние породы обнаружены на Малых Курильских островах. Их возраст позднемеловой (кампан-датский). Они представлены базальтоидами толеитового типа, габбро и мелководными граувакковыми песчаниками. Базальтоиды с течением времени становятся более щелочными. В начале палеогена эти острова осушились, а в неогене начался этап значительного их поднятия и наземного эксплозивного андезито-базальтового и андезитового вулканизма.

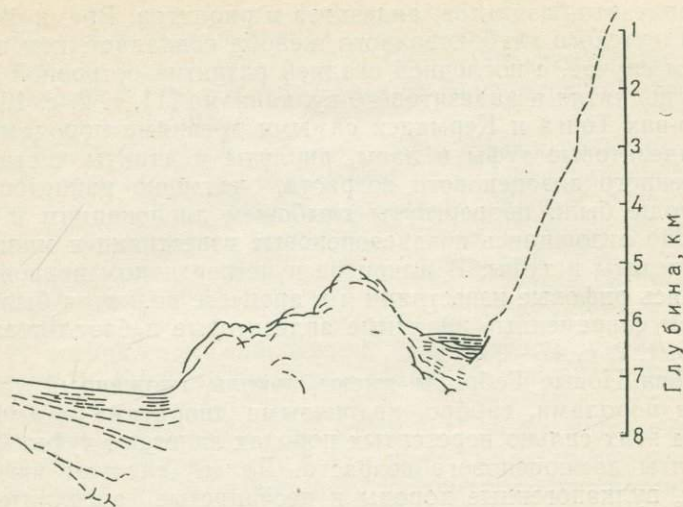


Рис. 15. Внутренний склон желоба к востоку от Лусона. Пример обратного уклона сбросовых уступов. По Д.Каригу и Дж. Шарману [83].

На Больших Курильских островах наиболее древние породы относятся к позднему олигоцену — среднему миоцену. Они состоят из алевролитов, граувакковых песчаников, аргиллитов, базальтов, дацитов и андезитов. Средний миоцен представлен интрузиями габбро, диоритов, плагиогранитов, а также базальтами, андезито-базальтами, основными туфами и брекчиями, диатомитами, алевролитами и аргиллитами. К среднему и позднему миоценовому времени относятся конгломераты с гальками гранитов и гранито-гнейсов; в течение позднего миоцена — раннего плиоцена изливались андезиты, риолиты и дациты. Поздний плиоцен и четвертичное время характеризовались образованием наземных центральных вулканов с излиянием преимущественно андезито-базальтов и андезитов, а также общим поднятием дуги, сопровождавшимся глыбовыми дислокациями [39]. К этой последней эпохе приурочено особенно интенсивное прогибание Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Геологическая история Центральных Алеутских островов начинается с накопления вулканогенных пород, состоящих из базальтов и туфобрекчий основного и среднего состава. Возраст пород от кампана до раннего миоцена. В них внедрены дайки и силлы также среднего состава. В среднем миоцене образовались крупные штоки, дайки и силлы кислого, среднего и основного состава. Некоторые гранитные интрузии имеют абсолютный возраст 15,8 млн. лет. Вслед за этапом внедрения интрузий произошли сильные глыбовые дислокации с господством вертикальных движений. После этого (с позднего миоцена) имело место поднятие, начали образовываться крупные стратовулканы с наземными излия-

ниями андезито-базальтов, андезитов и риолитов. Время формирования Алеутского глубоководного желоба совпадает, как и в предыдущем случае, с последней стадией развития островной дуги, — стадией поднятия и андезитового вулканизма [11, т. 2, с. 192—206].

На о-вах Тонга и Кермадек самыми древними породами являются андезитовые туфы и лавы, риолиты и дациты частично неопределенного доэоценового возраста, частично раннеэоценовые. Эти породы были подвергнуты глыбовым дислокациям и на них несогласно отложились позднеэоценовые известняки и миоценовые трахиандезиты и туфы. В плиоцене и четвертичном периоде образовывались рифовые известняки и в процессе поднятия были сформированы современные наземные андезитовые и базальтовые вулканы [26, т. 2, с. 47—53].

Острова Новые Гебриды имеют цоколь, сложенный ультраосновными породами, габбро, кварцевыми диоритами и амфиболитами. На этих сильно перетертых породах залегают туфы, брекчии и андезиты домиоценового возраста. Далее следуют известняки миоцена, вулканогенные породы и песчанистые аргиллиты плиоцена. В плиоцене и четвертичном времени происходило поднятие и образовывались современные андезитовые вулканы. Все дислокации носят глыбовый характер [26, т. 2, с. 63—74].

В Карибском районе к островным дугам II типа следует отнести Малые Антильские острова и вулканический Панамский перешеек, отделяющий Карибское море от Тихого океана.

Малые Антильские острова образуют дугу, выпуклую к востоку. В северной своей части, где она приближается к полосе Больших Антильских островов, эта дуга двойная. Она разделяется на цепочку известняковых островов, лежащих восточнее, и цепочку вулканических островов, занимающих западное, более внутреннее, положение. Наиболее древними породами на известняковых островах являются среднеэоценовые вулканиты, среди которых преобладают андезиты. Известково-щелочной вулканизм продолжался до среднего олигоцена, после чего острова были подняты и в миоцен-плиоцене испытали глыбовые дислокации. «Основание» вулканических островов сложено метаморфическими сланцами, кварцевыми диоритами и габбро. В олигоцене начался известково-щелочной, преимущественно андезитовый вулканизм, который усилился в миоцене и продолжается до сих пор. Эти острова подстилаются утолщенной океанической корой (до 16 км). Под ними в кровле мантии скорости ниже нормальных.

На юге этой островной дуги острова Тобаго, Тринидад, а также Подветренные занимают особое положение: они структурно связаны непосредственно со складчатой зоной Венесуэльских Анд, расположены на континентальной коре и не могут быть отнесены ко II типу островных дуг. В их строении отражается мезозойский ортогеосинклинальный режим, продолжавшийся до середины эоцена. Но орогенное поднятие и глыбовые дислокации здесь произошли, как и на других островах этого района, в неогене и четвертичном периоде [11, т. 3, с. 81—90].

Что касается Панамского перешейка, то весьма ограниченные данные позволяют предполагать существование на его месте в течение юры и мела отдельных вулканических островов. Непрерывный перешеек с расположенными на нем андезитовыми вулканами появился в плиоцене.

Легко убедиться в том, что последняя стадия развития островных дуг II типа ничем не отличается от аналогичной стадии развития дуг I типа, т. е. стадии орогенного режима. Несмотря на различное строение коры, орогенный режим на дугах обоих типов выражен одинаково. В выводе, что современный облик островных дуг отвечает орогенному режиму, автор не одинок. В. Кребс [89] также высказал мнение, что андезиты островных дуг принадлежат не к геосинклинальной стадии, а к «посторогенной». Стадия, называемая В. Кребсом «посторогенной», в нашей терминологии именуется орогенной.

Взаимоотношения между дугами I и II типов в орогенной стадии их развития таковы, что гряды андезитовых наземных вулканов на островах, принадлежащих к дугам I типа, кажутся результатом «наложения» на последние дуг II типа. Например, Курильская дуга II типа продолжается в виде цепочки вулканов по направлению к юго-западу и на о-ве Хоккайдо. Тут она сечет поперек меридиональную складчатую структуру с геосинклинальной предысторией. Глубоководный желоб, сопровождающий Курильскую дугу, протягивается параллельно наложенной вулканической зоне и вместе с ней срезает простирающие складчатые структуры, мысленно продолженных к югу.

Цепочка активных вулканов наложена также на о-в Хонсю, принадлежащий к дуге I типа. Эта цепочка протягивается к юго-западу до поперечного грабена Фосса-Магна, откуда она поворачивает к югу, образуя дальше самостоятельную дугу II типа — Бонино-Марианскую. Желоб также поворачивает к югу, сопровождая эту последнюю дугу. Юго-западная часть о-ва Хонсю, лежащая за грабеном Фосса-Магна, отличается слабым развитием андезитового молодого вулканизма и слабо выраженным желобом. Гряда активных вулканов появляется вновь на островах Рюкю, и тут опять обнаруживается и глубокий желоб. Он продолжается к югу вдоль Филиппинского архипелага, на который наложена цепочка андезитовых вулканов. В этой части области развит двойной ряд островных дуг II типа: одна — самостоятельная (Бонино-Марианская), другая — наложенная на филиппинскую дугу I типа. Развит и двойной ряд желобов.

Отсюда следует, что сочетание дуга — желоб присуще орогенной стадии островных дуг II типа и проявляется в связи с дугами I типа там, где на последние «наложены» дуги II типа. Вернее сказать, что орогенный режим, выраженный в этих случаях сочетанием полосы поднятия с андезитовым наземным вулканизмом и рядом расположенной полосы глубокого прогибания, проявляется поясами, наложенными как на острова с континентальной корой, так и на участки с утолщенной океанической корой, где в

результате этих орогенных процессов возникают островные дуги II типа. Такие взаимоотношения, как нам кажется, еще раз подчеркивают самостоятельность орогенного режима (В. В. Белоусов, 1978 г.).

Как же мы должны рассматривать начальную стадию развития островных дуг II типа? Под какую категорию эндогенных режимов мы можем ее подвести?

Хотя первая стадия развития островных дуг II типа проходит в обстановке прогибания земной коры, хотя мощности накопленных при этом вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород могут достигать нескольких километров (на Курильских островах указывается мощность 8 км), хотя базальты, изливающиеся в эту стадию, похожи на спилитовую формацию, все же нет оснований приписывать этой стадии ортогеосинклинальный характер. Вулканогенные свиты начальной стадии развития островных дуг II типа в своей совокупности отличаются от магматических формаций начальных стадий эвгеосинклиналей более пестрым своим составом и значительной ролью в них средних пород — андезитов и андезито-базальтов. Отсутствует столь характерный для ортогеосинклиналей флиш. Все свиты образованы либо в мелководных морских, либо в наземных условиях. Нет регионального метаморфизма ни высокого давления, ни высокой температуры. Характерно также то, что на островных дугах II типа полностью отсутствует складчатость и все дислокации выражены в глыбовой форме при господстве вертикальных перемещений.

Чтобы решить вопрос о принадлежности этих условий к тому или иному эндогенному режиму, полезно прибегнуть к поискам областей с аналогичной историей, расположенных в иной обстановке.

Областью со сходным, хотя и далеко не идентичным развитием, как нам кажется, является Аджаро-Триалетская зона, расположенная на Закавказском (Армянском) срединном массиве, т. е. на нормальной континентальной коре. Эта зона протягивается от Тбилиси до Батуми на 250 км при ширине около 100 км. Соседние участки срединного массива характеризуются малыми мощностями мезозойских и палеогеновых отложений и частыми перерывами в осадконакоплении. Аджаро-Триалетская зона представляла собой на этом фоне в мезозое, палеоцене и эоцене зону прогибания, ограниченную и пересеченную разломами.

Разрез начинается породами аптского возраста, которые представлены известняками и мергелями. К альбу, сенману и турону относится вулканогенная свита, сложенная пирокластами порфиrowого (андезитового) состава. Мощность ее 500 м. Верхний турон и сенон представлены мергелями и известняками, мощность которых достигает 700 м. Скорость прогибания еще больше усиливается в палеоцене и раннем эоцене, когда в прогибе накапливаются песчано-глинистые флишеподобные отложения мощностью 1500 м. Далее следует чрезвычайно мощная (3 км) вулканогенная толща

среднего эоцена, сложенная туфами и туфобрекчиями андезитов. После накопления этой толщи в осевой зоне прогиба появляется поднятие, а песчаники и глины верхнего эоцена отлагаются только по периферии. Разрез заканчивается гипсоносными глинами и песчаниками олигоцена и нижнего миоцена, имеющими очень ограниченное распространение. Вместе с общим поднятием произошли дислокации, которые имели ясно выраженный глыбовый характер. Следующим и последним актом было развитие в миоцен-плиocene наземного андезитового и андезито-дацитового, а также позднеплиоценового и четвертичного базальтового вулканизма. Вулканические явления охватили юго-восточную часть Аджаро-Триалетской зоны и Ахалкалакское плато.

Аналогию с островными дугами II типа мы видим в этом случае в том, что и там и здесь во время стадии прогибания среди вулканических продуктов большую роль играют средние по составу породы, что в заключительную стадию развивается андезитовый наземный вулканизм и что дислокации имеют глыбовый характер. Ширина Аджаро-Триалетской зоны имеет тот же порядок величины, что и ширина островных дуг II типа.

При рассмотрении эндогенных режимов материков (В. В. Белоусов, 1978 г.) автор отнес подобного типа зоны к разделу парагеосинклиналей с проявлением вулканизма. Было отмечено, что в развитии и строении таких парагеосинклиналей с особенной ясностью проявилось ведущее значение глубинных разломов и дифференциальных вертикальных глыбовых движений.

К разряду парагеосинклиналей подобные зоны можно отнести в связи с тем, что в их развитии отсутствуют такие явления, как голоморфная складчатость, региональный метаморфизм и гранитизация. Но они испытывают значительное прогибание, и в них образуется глыбовая складчатость. А сильный вулканизм на всех стадиях составляет их специфику и придает им сугубо «приразломный» характер.

Естественно, существенным различием между островными дугами II типа и такими континентальными зонами, как Аджаро-Триалетская, является то, что первые сейчас подстилаются преимущественно корой океанического типа, хотя бы и утолщенной, а вторые расположены на континентальной коре. Но это различие в свете последующих наших соображений (см. гл. IV), возможно, менее существенно, чем это кажется на первый взгляд. Главное то, что и там и здесь ведущее значение имеют глубинные разломы, вертикальные движения по ним, глыбовые дислокации, сильный, почти непрерывный магматизм смешанного состава при большой роли средних магм.

Следовательно, различие между островными дугами I и II типов, помимо того, что сейчас первые расположены на континентальной коре, а вторые — преимущественно на коре утолщенной океанической, состоит в том, что в строении первых мы видим следы неоднократного возобновления ортогеосинклинальных режимов, развивавшихся вплоть до палеогена включительно, тогда

как строение вторых указывает лишь на кратковременный, начавшийся только в позднем мелу или эоцене, своеобразный парагеосинклинальный режим, развитие которого сопровождалось сильным вулканизмом. Последний подчеркивает значение глубинных разломов в строении и развитии этих зон. Более ранняя история островных дуг II типа неизвестна. Но новейший орогенный режим проявился на тех и других дугах одновременно и одинаково в форме поднятия, сопровождаемого образованием глубоководного желоба, наземного андезитового вулканизма и глыбовых дислокаций.

### Строение и развитие окраинных морей

Существенным элементом переходных зон тихоокеанского типа являются окраинные моря, называемые также «внутридужными». Основная часть их сосредоточена на севере и западе Тихого океана, а также на северо-востоке Индийского океана. Кроме того, к разряду окраинных относятся Карибское и море Скоша. Наряду с мелководными шельфовыми морями, расположенными в непосредственной близости от Евразийского и Австралийского континентов, такими, как Восточно-Китайское, Желтое, Яванское или Арафурское, здесь есть и очень глубокие окраинные моря, глубина которых достигает и даже превышает 6 км (Филиппинская котловина). Обычно их глубина колеблется в пределах от 4 до 5 км.

Глубоководное бурение позволило почти во всех морях определить возраст наиболее древних отложений, залегающих непосредственно на консолидированном фундаменте — континентальном или океаническом базальтовом. Либо структура пород, образующих кровлю фундамента, либо изменение характера осадков снизу вверх по разрезу в ряде случаев указывают на то, что до отложения осадков на месте современных морей была суша или что первоначально эти бассейны были мелче, чем теперь. Такая история рисуется особенно выразительно по данным буровых скважин, заложенных на подводных хребтах и поднятиях. Как правило, они первоначально поднимались над уровнем моря. Исходя из этих наблюдений, можно считать, что возраст самых древних осадков является возрастом морского бассейна. Бассейн начал погружаться и заполняться водой вместе с отложением осадочных слоев.

Окраинные моря Тихого океана образовались в период времени с конца мела до плиоцена. Самым древним является Тасманово море, которое начало образовываться в конце мела или начале палеоцена [80, v. XXX]. Квинслендское плато на южной окраине Кораллового моря до начала эоцена было сушей [80, v. XXI]. Первые морские отложения появились здесь со среднего эоцена. В настоящее время они опущены (судя по скв. 209 Проекта глубоководного океанского бурения) на глубину около 2 км. Судя по геофизическим данным, возможно, что континентальная кора опуска-

ется до глубины 3 км. На юго-западном склоне Ново-Гебридского желоба наиболее древние отложения среднеэоценовые. Они начинаются с песчаников и вулканических конгломератов [80, v. XXX].

Филиппинская котловина образовалась также в эоцене. В скв. 290 на западном склоне подводного хребта Палау-Кюсю в основании разреза была вскрыта брекчия, состоящая из обломков базальтов, указывающая на субаэральное разрушение близлежащего поднятия. Судя по характеру осадков, дно, опускаясь, пересекло уровень карбонатной компенсации перед поздним олигоценом. Сейчас здесь глубина превышает 6 км [80, v. XXXVII].

Хотя на дне котловин скважин мало, но они есть на поднятиях, усложняющих дно Филиппинской и Марианской котловин. Исходя из предположения, что эти поднятия формировались в тех же тектонических условиях, в каких формировались окружающие глубокие впадины, мы с некоторой условностью можем использовать данные этих скважин.

Скв. 292 была заложена на подводном поднятии Бенэм, где глубина моря около 3 км. Бурение показало, что это поднятие первоначально находилось выше уровня моря и начало погружаться с позднего эоцена, т. е. вместе с окружающими участками дна. Тот же возраст имеет северная часть Филиппинской котловины. А скв. № 296, расположенная на подводном хребте Палау-Кюсю, обнаружила признаки того, что этот хребет начал опускаться под уровень моря только в раннем олигоцене и что еще в позднем олигоцене его поверхность находилась близко к уровню океана.

В олигоцене образовалась Западная Марианская котловина: в скв. № 447 на восточном склоне хребта Палау-Кюсю на базальтовом основании залегает средний олигоцен. В самой восточной части того же моря в скв. 450 на базальте лежат осадки среднего миоцена. Но базальт здесь образует, по-видимому, силл [79, leg. 58—60]. В соседних скважинах № 53 и 54 самыми древними осадками были олигоцен-нижнемиоценовые, которые и следует считать отвечающими возрасту этого моря [99]. Олигоценовый возраст имеет также Южно-Фиджийская котловина. Первоначально ее дно находилось выше уровня карбонатной компенсации, а затем опустилось [80, v. XXX]. В Японском море наиболее древним осадком, достигнутым скв. 299, 301, 302, является «зеленый туф» верхнего миоцена. Этот осадок, однако, не лежит непосредственно на фундаменте: между «зеленым туфом» и последним находятся слои, которым следует приписать среднемиоценовый возраст. Это и есть возраст Японского моря [46; 80, v. XXXI]. Изучение поверхности поднятия Ямато, где глубины не превышают нескольких сот метров, показало, что на месте поднятия в позднем мелу существовала суша, в палеогене на ней произошли глыбовые дислокации, а опускание началось в среднем миоцене с отложения базальных конгломератов. Миоценовый возраст имеет Северо-Фиджийская котловина [80, v. XXX].

К плиоцену относится образование Марианской впадины между Западным Марианским подводным хребтом и дугой Мариан-

ских островов [30, с. 266—288]. Того же времени впадина Лау, разделяющая хребет Лау и «дугу» Тонга — Кермадек.

Судя по скв. 191, заложенной в Командорской котловине Берингова моря, дно этой котловины начало опускаться в плиоцене, а до тех пор здесь была суша [55; 80, v. XIX]. Однако вопрос о возрасте Алеутской котловины Берингова моря не может считаться решенным. Скв. 190, пробуренная возле хребта Ширшова, вскрыла ниже-среднемиоценовые отложения. Это наиболее древние отложения, вскрытые в Алеутской котловине. В последнее время появились сообщения о том, что в эту котловину протягиваются из Тихого океана «древние» магнитные аномалии мезозойского возраста [68]. В связи с этим появилась идея, что эта котловина не возникла путем опускания или «рассеянного спрединга» (см. ниже), а существовала и раньше как часть Тихого океана и была отгорожена от него в позднем мелу или палеогене поднявшейся Алеутской грядой островов [11, т. 3, с. 5—13]. Эта идея имеет принципиальное значение, поскольку она постулирует существование особого типа «отгороженных» окраинных морей. Однако она вступает в противоречие с молодым возрастом Алеутского глубоководного желоба, образование которого в этом случае становится независимым от поднятия дуги. С ней трудно согласовать и молодость Командорской котловины. Поэтому мы полагаем, что вопрос этот требует дальнейшего изучения. В связи с этим следует отметить, что опускание шельфа Берингова моря произошло только в плиоцене: еще в миоцене он был сушей и береговая линия тогда находилась у островов Прибылова.

Недостаточно точно известно время образования Охотского моря. По-видимому, оно образовалось в течение плиоцена.

Приведенные данные об окраинных морях запада Тихого океана суммированы на рис. 16. Из него можно заключить, что там, где между континентом и открытым океаном расположено несколько островных дуг и соответственно несколько окраинных морей (что наблюдается к востоку от Филиппин и в Меланезии), имеется общая тенденция к омоложению морских впадин по направлению от континента к океану.

К востоку от Филиппин возраст котловин меняется по направлению к океану от эоценового (Филиппинская котловина) через олигоценовый и миоценовый (Западно-Марианская котловина) до плиоценового (Марианская впадина). В Меланезии наиболее древней является впадина Гасманова моря (поздний мел — палеоцен), за которой следуют впадины: Кораллового моря (эоцен), Южно-Фиджийская (олигоцен), Северо-Фиджийская (миоцен), Лау (плиоцен). Там, где есть только одна островная дуга и позади нее расположено одно окраинное море, как это имеет место в районе Японии и Курильской дуги, окраинные моря (Японское и Охотское) оказываются, по-видимому, молодыми — миоценовыми и плиоценовыми. А с востока к системе островных дуг примыкает значительно более древняя (раннемеловая и позднеюрская) кора открытого океана.

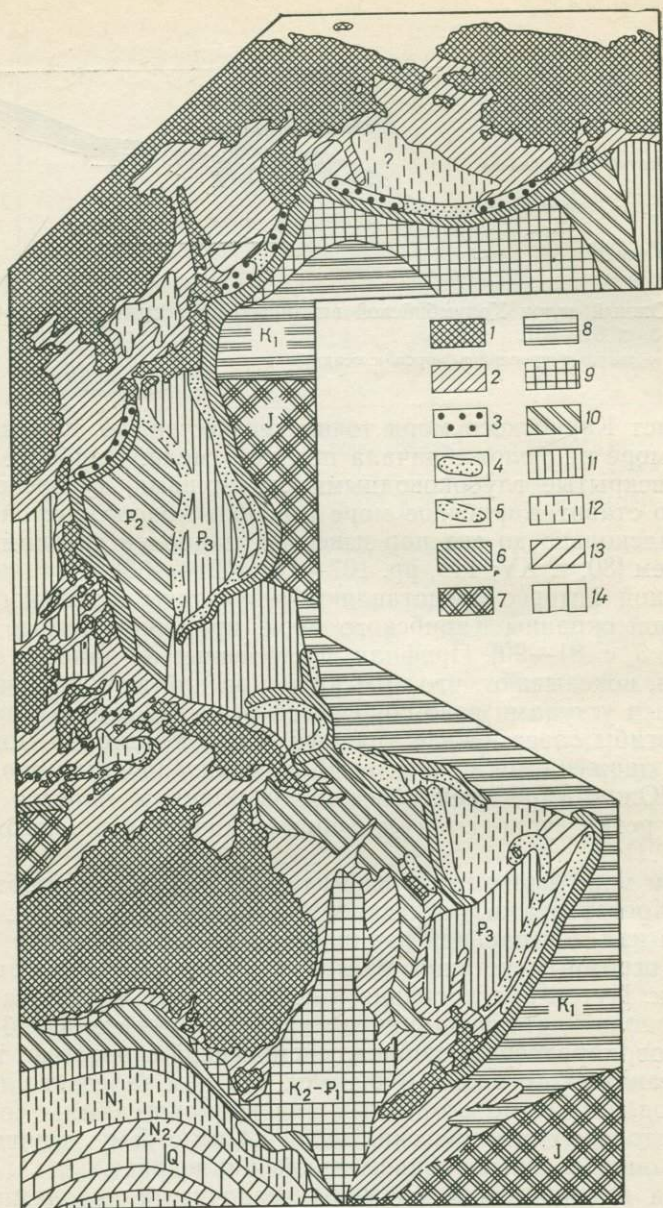


Рис. 16. Схема строения переходной зоны на западе Тихого океана.

1 — континенты и островные дуги I типа; 2 — окраинные моря на континентальной коре; 3 — островные дуги II типа на континентальной коре; 4 — островные дуги II типа на океанической коре; 5 — подводные хребты в окраинных морях; 6 — глубоководные желоба; 7—14 — окраинные моря на океанической коре разного возраста (7 — юрского; 8 — раннемелового; 9 — поздне мелового и палеоценового; 10 — эоценового; 11 — олигоценного; 12 — миоценового; 13 — плиоценового; 14 — четвертичного)



Рис. 17. Южный склон Колумбийской впадины Карибского моря. По Дж. Кей-су [11, т. 3, с. 81—90].

«А» и «В» — твердые прослои в морских осадках

Возраст Карибского моря точно неизвестен, но во всяком случае это море не моложе начала позднего мела. Наиболее древние осадки, вскрытые глубоководными скважинами, туронско-коньякские. Это ставит Карибское море в особое положение: оно оказывается, насколько до сих пор известно, наиболее древним окраинным морем [80, в. XV; 115, pp. 107—180; 421—466].

Большой интерес представляют результаты детального изучения южной окраины Карибского моря, примыкающего к Венесуэле [11, т. 3, с. 81—90]. Профили, построенные по данным отраженных волн, показывают, что этот край морской впадины очень крут и осложнен уступами явно сбросового происхождения. Кроме того, есть и изгибы слоев в виде крупных складок, которые могут быть вызваны движениями мелких глыб и гравитационным оползанием. Осадки Южно-Карибской абиссальной равнины, залегая горизонтально, резко упираются в обрыв континентального склона (рис. 17).

В этом море были специально изучены подводные хребты Беата и Авес. Хребет Беата протягивается к югу от о-ва Гаити. Он поднимается над абиссальной равниной на 25 км. Это горст, обрывающийся огромным уступом на запад и спускающийся ступенями на восток. Путем драгирования и сейсмических исследований удалось установить, что фундаментом хребту служит толща базальтов и диабазов, характеризующаяся сейсмической скоростью, типичной для «океанического слоя» (6,6 км/с). На нем залегает слой плотных пород, возможно осадочных или вулканогенных, со скоростью продольных сейсмических волн 5,4 км/с. Ему приписывается не очень определенный среднемезойский возраст.

Мел и нижний эоцен сложены осадочными породами, состав которых в целом неизвестен, но которые содержат прослои кремнистых осадков, потоки и sillы базальтов. Средний эоцен представлен плотными мелководными известняками. Глубоководный карбонатный ил отлагается на вершине хребта с позднего олигоцена до настоящего времени (рис. 18). Сопоставление этих данных привело к выводу, что в позднем мелу этот хребет еще не существовал. Он поднялся в среднем эоцене, когда его вершина

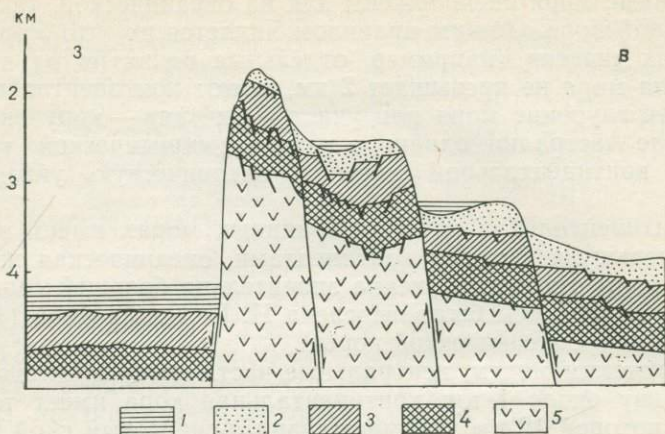


Рис. 18. Разрез через подводный хр. Беата в Карибском море. По Б. Хейзену (1972 г.).

1 — палеоген-неогеновые турбидиты; 2 — палеоген-неогеновые озы; 3 — меловые отложения; 4 — осадочные породы; 5 — базальты и диабаз

была близка к поверхности моря, и опустился к позднему олигоцену.

Хребт Авес интересен тем, что на нем под осадками были обнаружены гранодиориты, по абсолютному возрасту позднемеловые или палеоценовые. На них лежат известняки, мергели и кремнистые отложения, представленные среднеэоценовыми — нижнемиоценовыми мелководными фациями. Только со среднего миоцена установился режим глубокого моря.

Мы уже подчеркивали, что на островных дугах II типа и в глубоководных желобах в течение всего цикла их развития и на островных дугах I типа в течение новейшей их истории дислокации носят исключительно глыбовый характер. Пример Карибского моря показывает, что такой же характер имеют дислокации и на дне окраинных морей.

Сопоставляя время образования окраинных морей со стадиями развития островных дуг, мы видим, что большинство окраинных морей образовалось тогда, когда островные дуги I типа переживали еще ортогеосинклинальный, а островные дуги II типа — парагеосинклинальный режим. Наиболее молодые окраинные моря возникли уже в стадию орогенного режима на островных дугах обоих типов. Отсюда, по-видимому, следует сделать вывод, что образование окраинных морей, хотя и приурочено ко времени геосинклинального или орогенного развития островных дуг, но протекало независимо от стадий этого развития. Окраинные моря оказываются структурами в значительной степени независимыми в своем развитии от островов и глубоководных желобов. Это делает сомнительным отнесение окраинных морей к тому же комплексу структур, что и острова, и желоба.

Окраинные моря расположены как на океанической, так и континентальной коре. Общим правилом является то, что моря и отдельные их участки (например, отдельные поднятия на их дне), где глубина моря не превышает 2 км, имеют континентальную кору, а более глубокие моря или участки их дна — кору океаническую. Возле Австралии, однако, в качестве «критической» глубины перехода континентальной коры в океаническую указывается 4 км [75].

Но континентальная кора в окраинных морях имеет толщину заметно меньшую, чем под континентами, океаническая же отличается от коры открытого океана значительно большей мощностью осадков, в связи с чем была выделена И. П. Косминской (1963 г.) в особый тип субокеанической коры.

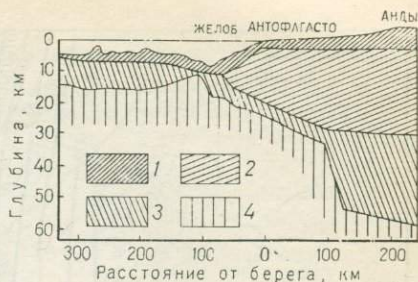
Под Охотским морем, центральные части которого имеют среднюю глубину около 1 км, континентальная кора имеет толщину 26 км, из которой 12 км занимает гранито-гнейсовый слой [36, 44]. Для Новозеландского плато с теми же глубинами в 1 км указывается толщина коры 20 км. Такая же толщина континентальной коры прослеживается под Квинслендским плато до глубины моря в 2 км [74]. Континентальной корой сложены такие внутренние поднятия в окраинных морях, как поднятие Ямато в Японском море и поднятие Бауэрса в Беринговом море. В первом случае указывается толщина коры от 18 до 23 км при гранито-гнейсовом слое толщиной в 3 км [49, 106]; во втором случае данные свидетельствуют о толщине коры от 22 до 29 км. Континентальная кора подстилает хребты Лорд-Хау и Норфолк в Меланезии [80, v. XXX]. Частями континента являются большие площади Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей.

В областях развития океанической коры толщина последней вместе с осадками, но без водного слоя колеблется обычно от 9 до 16 км. Например, для глубоководной впадины Охотского моря, где глубины достигают 3,5 км, указывается толщина коры от 12 до 16 км, из которых 5 км занимают осадки [44]. В Японском море при глубинах до 3,7 км отмечена толщина коры 11—12 км с осадочным слоем мощностью 1,5—3 км. Для Берингова моря указываются цифры для толщины коры от 9 до 16 км при толщине осадков 2—6 км [9]. Для Северо-Фиджийской котловины при глубине 3,5 км была определена толщина коры в 10 км [36, 108]. Такая же толщина коры отмечена для впадины Лау. Под впадиной Хавр (глубина 3,5 км) отмечена мощность коры в 7,5 км.

В Карибском море под впадинами кора имеет океанический характер, но ее толщина (без слоя воды) больше толщины типичной коры океанов. Она достигает 12—15 км. Под подводными хребтами она может достигать 30 км [115, pp. 107—180, 421—466]. Нижний слой коры имеет повышенную сейсмическую скорость (7,0—7,5 км/с), а верхний консолидированный слой характеризуется сейсмической скоростью 5,8—5,5 км/с.

Наименьшая толщина коры установлена под некоторыми глубоководными желобами. Так, под желобом Кермадек толщина ко-

Рис. 19. Разрез земной коры в Перуанско-Чилийском желобе по сейсмическим (МПВ) и гравиметрическим данным. По Д. Хейсу (1978 г.). 1 — осадочный слой — сейсмическая скорость 5,0 км/с, плотность 2,6 г/см<sup>3</sup>; 2 — «гранитный» слой — сейсмическая скорость 6,0 км/с, плотность 2,8 г/см<sup>3</sup>; 3 — «базальтовый» слой — сейсмическая скорость 6,8 км/с, плотность 2,9 г/см<sup>3</sup>; 4 — мантия — сейсмическая скорость 8,2 км/с, плотность 3,4 г/см<sup>3</sup>.



ры равна всего 4,5 км [26, т. 2, с. 47—53]. Для Японского желоба указывается толщина в 9 км, а для Идзу-Бонинского — 7 км [11, т. 2, с. 170—191]. От 5 до 10 км предполагается толщина коры под Перуанско-Чилийским желобом [11, т. 1, с. 31—50] (рис. 19). Эта толщина близка к стандартной толщине типичной океанической коры, которая была равна (без слоя воды) 7—8 км.

Для переходных зон тихоокеанского типа характерны пониженные сейсмические скорости в кровле мантии и повышенные тепловые потоки (рис. 20, 21). В кровле мантии под Камчаткой наблюдаются скорости распространения сейсмических волн 7,7—7,9 км/с; они уменьшаются под вулканическими постройками до 7,4 км/с. Мантия под Камчаткой разуплотнена до глубины 100 км. Под отдельными Камчатскими группами вулканов обнаружены «столбы» аномальной мантии в несколько десятков километров высотой. Под Курильскими островами были определены сейсмические скорости в кровле мантии от 7,3 до 7,8 км/с [16; 11, т. 2, с. 170—191]. Различные исследователи устанавливали наличие от двух до четырех волноводов в верхней мантии на разных глубинах [47].

Под Алеутской дугой в кровле мантии определены сейсмические скорости от 7,6 до 8,0 км/с. В мантии на юге Берингова моря установлена пониженная плотность до глубины 70 км [9]. В Японском море была определена сейсмическая скорость 7,7 км/с. Там же установлено высокое поглощение сейсмических волн в верхней мантии.

Но в Карибском море, как исключение для окраинных морей, в кровле мантии были отмечены нормальные сейсмические скорости 8,0—8,2 км/с.

Плотность теплового потока в Охотском море достигает 2,0 мккал·с<sup>-1</sup>·см<sup>-2</sup>\*. В Японском море она поднимается до 2,5. Среднее из 155 определений для этого моря равно 2,22±0,53 в тех же единицах [47]. В этих же пределах плотность теплового потока наблюдается в других окраинных морях. Средняя ее величина 2,13±0,63 [105]. Вся переходная зона западной части Тихого океана с повышенным тепловым потоком соприкасается на востоке с областью низких потоков, свойственных открытому океану,

\* В единицах СИ 1 мккал·с<sup>-1</sup>·см<sup>-2</sup>=4,1868·10<sup>-2</sup> Вт·м<sup>-2</sup>.

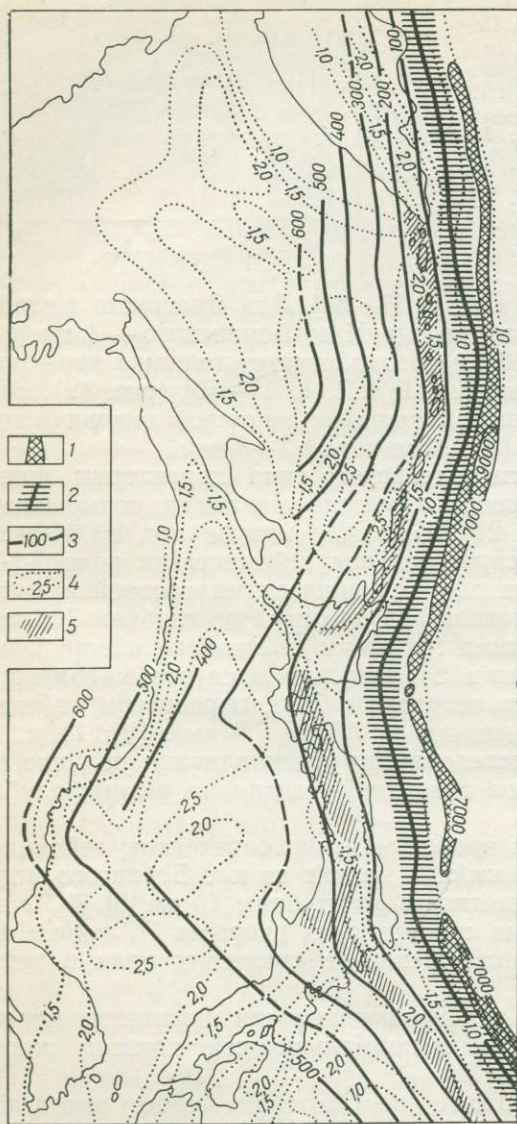
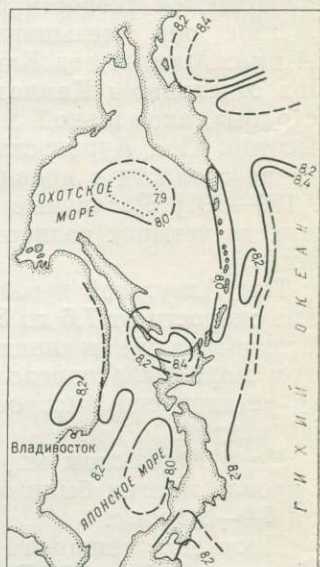


Рис. 20. Тепловой режим западной части Тихого океана в связи со строением переходной зоны. По Р. З. Тараканову и др. [47].

1 — глубоководный желоб; 2 — выход фокальной зоны на поверхность; 3 — изобаты фокальной зоны; 4 — изотермии теплового потока; 5 — полоса активных вулканов

Рис. 21. Карта скоростей продольных волн вдоль поверхности Мохо (км/с). По Б. С. Вольвовскому (1977 г.).



не превышающих 1,4. Наиболее низкие потоки приурочены к глубоководным желобам. Я. Б. Смирнов и В. М. Сугробов [40] рассчитали вероятное распределение температур по глубине до 50 км от хребта Ширшова через Командорскую котловину и Алеутскую островную дугу к Алеутскому желобу и открытому океану (рис. 22). Предполагается резкий подъем изотерм под островной дугой. Благодаря высоким температурам под Японским морем возможно частичное плавление пород уже на глубине 40 км. Высокая тем-



Рис. 22. Изотермы в коре и верхней мантии по профилю через Алеутскую островную дугу и прилегающие впадины. По Я. Б. Смирнову и В. М. Сугрובову [40].

1 — гранито-гнейсовый слой; 2 — гранулит-базитовый слой; 3 — твердая верхняя мантия (субстрат); 4 — частично расплавленная верхняя мантия; 5 — изотермы

температура в верхней мантии является причиной уменьшения толщины литосферы до 35—50 км под окраинными морями по сравнению с океаном, где толщина литосферы достигает 75 км [106].

Однако под наиболее древним окраинным морем (Карибским) плотность теплового потока большей частью близка к нормальной (1,0—1,4 мккал·с<sup>-1</sup>·см<sup>-2</sup>). И только в желобе Кайман она возрастает до 2,2 и даже до 3,0 мккал·с<sup>-1</sup>·см<sup>-2</sup>. Нормальный размер плотности теплового потока можно связать с нормальными сейсмическими скоростями в кровле мантии. И то и другое естественно связать с относительной древностью этого морского бассейна, хотя какой-либо количественной корреляции между размером теплового потока и сейсмическими скоростями в кровле мантии, с одной стороны, и возрастом окраинного моря, с другой, как будто нет.

Как показал М. Е. Артемьев [1], для понимания глубинного строения и глубинных процессов большое значение имеет анализ изостатических гравитационных аномалий. Последние образуют некоторый спектр, который может быть разложен на длинно- и коротковолновые компоненты. Наиболее длинноволновые планетарные аномалии, которые по протяженности на поверхности земли соизмеримы с размерами целых континентов, вызываются очень глубокими аномальными массами, залегающими, возможно, в нижней мантии. Региональные аномалии, имеющие характерные размеры порядка тысячи или нескольких тысяч километров, вероятно, связаны с плотностными неоднородностями в верхней мантии, расположенными под астеносферой на глубине 200—300 км.

Наконец, локальные аномалии, размером в сотни километров, отвечают аномальным массам в литосфере.

Региональные аномалии в переходной зоне между Евразийским материком и Тихим океаном интенсивны и положительны. Они охватывают всю область островных дуг, глубоководных желобов, окраинных морей и прилегающей части открытого океана. Эти аномалии свидетельствуют об аккумуляции аномально плотного вещества в верхней мантии ниже астеносферы. Эти аномальные массы должны находиться на глубине нескольких сотен километров (не глубже 1000 км). Они имеют плоскую форму и могут быть вызваны слоем толщиной 15 км с плотностью выше плотности окружающей среды на  $0,05 \text{ г/см}^3$ .

При вычитании региональной составляющей из наблюдаемых аномалий выделяются остаточные аномалии, отвечающие плотностным неоднородностям в литосфере. Коротковолновые компоненты этих аномалий достигают ста миллигал. При этом грядам островов соответствуют положительные остаточные изостатические аномалии, а глубоководные желоба сопровождаются отрицательными аномалиями. Менее интенсивная положительная аномалия протягивается вдоль океанического края желоба. Окраинные моря в целом близки к равновесию, но наблюдаются локальные аномалии мозаичной формы, положительные и отрицательные.

М. Е. Артемьев, исключив влияние коры, рассчитал остаточные коротковолновые аномалии мантийного происхождения. При этом оказалось, что вдоль всех глубоководных желобов (между внешним склоном гряды островов и внешним склоном океанического вала) наблюдается положительная аномалия с обычными экстремумами от  $+0,7 \cdot 10^{-3}$  до  $+2,2 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ . Ширина зоны максимума 250—400 км. Экстремум смещен на 100—200 км от оси желоба в сторону океана. Под окраинными морями, напротив, отмечается отрицательная аномалия с обычными экстремумами от  $-0,75 \cdot 10^{-3}$  до  $-2 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ . Местный минимум приурочен к полосе действующих вулканов. За пределами островных дуг в открытом океане остаточные аномалии этого типа близки к нулю. Наибольший минимум наблюдается в Северо-Фиджийской котловине ( $-3,4 \times 10^{-3} \text{ м/с}^2$ ). Наибольший максимум приурочен к желобу Пуэрто-Рико ( $+2,7 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ ).

Поскольку вызывающие эти аномалии возмущающие массы должны находиться на глубине около 100 км, они приурочены к нижним слоям литосферы или к границе между литосферой и астеносферой. На этой глубине, следовательно, под желобами имеется уплотнение, а под окраинными морями — разуплотнение. Эти неоднородности коррелируются с тепловым потоком: мы видели, что в окраинных морях наблюдается повышенный тепловой поток, а под желобами пониженный. Отрицательные остаточные аномалии под окраинными морями указывают на то, что мощность коры в них в целом меньше, чем требуется для изостазии и региональная компенсация осуществляется путем разуплотнения под-

корового вещества. Отдельные поднятия в окраинных морях изостатически компенсированы, что осуществляется путем утолщения коры.

Об уплотнении в верхних слоях мантии под глубоководными желобами впервые было указано И. К. Туезовым [49]. Было рассчитано, что эта аномалия может быть создана блоком пород с плотностью на  $0,1—0,2$  г/см<sup>3</sup> выше, чем окружающая среда, шириной  $50—100$  км, находящимся на глубине  $75—125$  км.

Отметим, что разуплотнение в кровле мантии или в подошве литосферы под окраинными морями противопоставлено уплотнению ниже астеносферы, выявляемому региональными аномалиями.

Ранее об уплотнении в верхних слоях мантии под глубоководными желобами писали А. Г. Гайнанов, М. Х. Лившиц, а также У. Морган.

Переходные зоны тихоокеанского типа характеризуются высокой сейсмичностью. Известно, что около 85% всей сейсмической энергии Земли высвобождается на окраинах Тихого океана.

Мелкофокусные землетрясения с очагами в коре сосредоточены преимущественно вдоль контрастного сочленения между грядями островов и сопровождающими их глубоководными желобами. Они происходят также на самих островах, будучи связаны с разрывами, определяющими их глыбовое строение. Изучение механизма очагов указывает на большое разнообразие направлений главных напряжений, которые зависят от локальных структур.

Обязательным элементом глубинного строения переходных зон тихоокеанского типа являются зоны Беньофа (или Заварицкого—Беньофа). Это фокальные зоны для очагов средней и большой глубины. Они наклонны и уходят в глубь мантии до глубины  $700$  км. Наклон их в среднем близок к  $45^\circ$ , но местами уменьшается до  $30^\circ$ , а в других местах становится круче — до  $60^\circ$ , но в отдельных случаях и до  $90^\circ$ . Толщина зоны, в которой сосредоточены очаги, невелика: не больше  $100$  км, но в некоторых районах может не превышать  $20$  км. Начинаясь под глубоководным желобом, зона Беньофа наклонно опускается под островную дугу или (в Андах) под хребет на окраине континента. При этом в первом случае нижний конец зоны оказывается внутри вогнутой стороны дуги, под окраинным морем, а во втором случае — под краем платформы, лежащей по другую сторону хребта. Начиная с глубины  $100$  км, зона Беньофа выделяется по отношению к окружающей верхней мантии большой скоростью распространения сейсмических волн и меньшей величиной их затухания (коэффициент  $Q$ ). Она сохраняет в какой-то мере свойства литосферы относительно находящейся на глубинах  $100—250$  км астеносферы с ее пониженными сейсмическими скоростями и высоким коэффициентом затухания. Это и позволяет сторонникам «тектоники плит» видеть в зоне Беньофа погружающуюся в процессе субдукции океаническую литосферу.

Как правило, глубоководные желоба располагаются с внешней, обращенной к океану стороны островной дуги. Но есть и

исключение: вдоль Соломоновых островов и Новых Гебрид желоб располагается со стороны, обращенной к материку (Австралии), и в соответствии с этим зона Беньофа наклонена не к материку, а от него. Поскольку у островов Тонга глубоководный желоб снова расположен вдоль края дуги, обращенного от материка, и зона Беньофа снова падает к материку, Северо-Фиджийская котловина оказывается окаймленной с двух сторон зонами Беньофа, падающими навстречу друг другу.

### Условия образования переходных зон тихоокеанского типа («рассеянный спрединг» и субдукция)

Относительно условий образования переходных зон тихоокеанского типа в настоящее время наиболее широким признанием пользуются представления, развитые в рамках «новой глобальной тектоники». Глубоководные желоба рассматриваются как зоны субдукции, где океаническая литосфера погружается в мантию. В этой погружающейся пластине сосредоточены очаги землетрясений, своей совокупностью образующие «зону Беньофа». Предполагается, что в процессе субдукции океанические осадки соскребаются и в смятом виде прилипают к внутреннему склону желоба. Такое смятие слоев рассматривается как основной механизм складкообразования и поднятия островной дуги. Плавление пород погружающейся пластины после ряда физико-химических преобразований ведет к образованию магм среднего состава: это и есть источник андезитового вулканизма.

Что касается условий образований окраинных морей, то в этом вопросе господствуют взгляды Д. Карига (1974 г.), в соответствии с которыми эти моря образовались путем спрединга, но не того типа, который проявляется в срединных хребтах, а особенно, «рассеянного». Такие моря «раскрылись» и окаймляющие их островные дуги раздвинулись, а дно морей образовалось путем подъема базальтового материала из мантии; но такой подъем происходит не вдоль определенных линий — рифтов, а рассеянно: то там, то здесь. Последний вывод основывается на том, что в окраинных морях нет правильной системы параллельных магнитных аномалий и нет чередования полос дна разного возраста [30, с. 266—288; 82]. В последнее время, правда, делаются попытки выделить и идентифицировать в окраинных морях системы линейных аномалий и видеть в них признак «правильного» спрединга. Но системы эти выделяются с натяжкой, имеют в ряде случаев простирающие, не соответствующие конфигурации бассейна, и их толкование требует слишком многих произвольных допущений.

В этом разделе мы рассмотрим ряд критических замечаний, высказанных нами по поводу как «рассеянного спрединга», так и субдукции.

Безразлично, происходил ли спрединг сосредоточенно, вдоль рифта, или он развивался «рассеянно», в обоих случаях неминуемо возникает вопрос, а какова была ситуация до начала спрединга

и насколько она соответствует геологической или, попросту, морфологической реальности. Когда речь идет о спрединге срединных хребтов, такой вопрос ставится открыто и считается необходимым дать на него ответ. Примером является Атлантический океан: исходная ситуация реконструируется в этом случае путем мысленного сближения окаймляющих континентов. Такая реконструкция служит важным критерием в оценке степени вероятности происхождения океана путем спрединга.

По отношению к окраинным морям известна лишь одна попытка проделать нечто подобное. П. Н. Кропоткин [18, с. 46—50], рассматривая историю Японского моря, утверждал, что поднятие Ямато «плотно входит в вырез материкового склона Азии у берегов и Кореи и Приморского края», и привел карту реконструкции ситуации на месте этого моря для триаса и юры. Помимо того что эта попытка ограничена регионально небольшой частью переходной зоны, она основана на весьма произвольных действиях. Площадь континентальной коры в Японском море в целом была значительно увеличена против известной, ширина Корейского пролива, хотя он находится на континентальной коре, была уменьшена вдвое, подводные поднятия были перемещены и повернуты так, как это требовалось чисто геометрической задачей заполнения пространства.

Очевидно, что произвольные перемещения бесструктурных глыб нас не могут удовлетворить. Не могут удовлетворить и словесные заверения, что обе Марианские дуги первоначально составляли единую дугу, которая затем разделилась, или подобное же утверждение по поводу дуг Тонга и Лау. Необходимы реконструкции, в которых принимались бы во внимание реальные геологические структуры. Для Японского моря мы хотели бы увидеть, как сочетается реальное строение Японских островов со строением Корейского полуострова, прибрежной части Манчжурии и Сихотэ-Алиня. И было бы интересно понять, как возможна мобилистская реконструкция в области этого моря, если отнестись со всей серьезностью к тому, что о-в Хонсю объединен с Корейским полуостровом общим шельфом с континентальной корой.

Другим критическим объектом являются острова Филиппинского архипелага. Где они находились до спрединга? Геологически они представляют собой единую структуру, которая должна была быть цельной и до того, как «открылась» глубокая часть Южно-Китайского моря с океанической корой. Океаническая кора подстилает море Сулу и Сулавеси. Однако о-в Палаван, ограничивающий с севера море Сулу, вместе с подводным поднятием, на котором он находится, а также архипелаг Сулу, ограничивающий то же море с юга, и о-ва Сангихе, соединяющие Филиппины с о-вом Сулавеси, — все они, располагаясь на континентальной коре, образуют жесткий структурный каркас, объединяющий Филиппины, Калимантан и Сулавеси. Как могли все перечисленные моря образоваться путем спрединга, хотя бы рассеянного, с тем, чтобы на всех стадиях этот каркас оставался цельным? Пытаясь

ответить на подобные вопросы с позиции тектоники плит, нам, по-видимому, ничего не останется, как погрузиться в такие вычурные построения, к которым, например, прибег Дж. Катили [84], стараясь объяснить структуру о-ва Сулавеси. Он утверждает, что первоначально здесь были два острова, обращенные выпуклостями на восток. Потом под давлением Тихоокеанской плиты они сомкнулись в один остров и при этом вывернулись выпуклостью в обратную сторону — к западу. Такие концепции могут служить только примером того, насколько велик произвол, допускаемый сейчас в тектонике.

Казалось бы, что аналогичный вопрос, будучи поставлен по отношению к островным дугам не I, как в предыдущих случаях, а II типа, окажется более легким для решения, так как любые сложные перемещения цепочки мелких вулканических островов, подстилаемых океанической корой, проще себе представить, чем перемещения и изгибы больших структурных комплексов с континентальной корой. Но и тут возникают трудности.

Если окраинные моря позади дуг или между ними ранее не существовали, и все островные дуги II типа были собраны в один узкий пучок и лишь потом раздвинулись, то как же они сохранили свою целостность и приобрели столь сходную (если не сказать, одинаковую) форму, выпуклую в большинстве случаев в сторону океана? Ведь до спрединга, приспособиваясь к контурам Евразийского континента и примыкавших к нему больших островов, цепочки мелких островов должны были иметь самую различную и всегда извилистую форму. А затем происходил «рассеянный», т. е. беспорядочный спрединг. Не менее удивителен случай, когда, раздвигаясь, цепочки таких островов в конце концов расположились совершенно прямолинейно, как это произошло с подводным хребтом Лау и «дугой» Тонга — Кермадек. Ведь если Южно-Фиджийская котловина образовалась путем спрединга, то первоначальная форма этих структур должна была быть весьма неправильной.

Другой вопрос касается того, что именно перемещалось при «рассеянном спрединге» окраинных морей. Когда речь идет о спрединге в Срединно-Атлантическом хребте, окаймляющие континенты рассматриваются как «плоты», вмерзшие в литосферные плиты идвигающиеся вместе с ними. При «рассеянном спрединге» окраинных морей перемещаются, по предположению, острова дуг I и II типов. Если у первых кора континентальная и для них можно предположить тот же механизм перемещения, что и для континентов, то для островных дуг, подстилаемых океанической корой, положение не столь ясно.

Выше мы видели, что окраинные моря образовались в разное время. Часть из них возникла в эоцене и олигоцене. Таковы, например, Филиппинская и Западно-Марианская котловины, находящиеся позади Бонино-Марианской островной дуги. Но из предыдущего было видно, что в эоцене и олигоцене морфологически выраженной Бонино-Марианской дуги еще не было: на ее месте

существовал узкий прогиб, заложенный по рассматриваемым представлениям на океанической коре. В прогибе накапливались вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные породы. Дуга с островами и наземными вулканами и глубоководным желобом возникла позже, в неогене. Тогда же, вероятно, произошло утолщение океанической коры, без чего подымавшаяся дуга не была бы в равновесном состоянии. Напомним, что на ряде дуг поднятие произошло не в миоцене, а не ранее плиоцена. К перечню окраинных морей, образовавшихся до возникновения дуг в их морфологическом выражении, следует прибавить и Северо-Фиджийскую котловину. Должны ли мы думать, что, когда происходил «рассеянный спрединг» перечисленных морей, узкие прогибы, находившиеся в то время на месте будущих островных дуг, смещались к востоку, предоставляя место для образования новой океанической коры? Очевидно, что смещение прогиба в океанической коре при постоянном сохранении его целостности, да еще в обстановке «рассеянного спрединга», требует совсем иного механизма, чем дрейф континентов. Нам представляется, что какого-либо правдоподобного механизма для этого найти невозможно.

Спрединг окраинных морей должен обязательно сочетаться с субдукцией древней литосферы открытого океана. Однако против субдукции свидетельствует на редкость монолитный фронт явлений. Эти явления следующие:

а) горизонтальное, недеформированное залегание осадочных слоев на дне глубоководных желобов;

б) повсеместные признаки растяжения (а не сжатия!) в склонах желобов;

в) развитие на поверхности островных дуг и на их склонах не складок, которые указывали бы на горизонтальное сжатие, а глыбовых структур, связанных с вертикальными перемещениями блоков земной коры;

г) чрезвычайно ограниченная роль океанических осадков на внутренних склонах глубоководных желобов; на этих склонах преобладают осадки, принесенные сверху, с дуги, а не те, которые можно было бы рассматривать как результат «сосребывания» с поверхности океанической плиты;

д) переход глубоководных желобов, образованных на океанической коре, по простиранию в континентальные передовые прогибы, где какие-либо признаки субдукции отсутствуют.

Явления, перечисленные в пп. а—г, указываются в литературе для всех изученных глубоководных желобов: Алеутского, Курило-Камчатского, Японского, Марианского, Чилийского, Пуэрто-Риканского.

В литературе известны, правда, многочисленные попытки показать, что эти явления не противоречат субдукции. Однако искусственность предлагаемых объяснений очевидна. Например, спокойное залегание слоев на дне желобов объясняют тем, что в самое последнее геологическое время, когда отлагались эти слои, субдукция приостановилась или что она происходила «крайне спо-

койно». То, что субдукция повсеместно приостановилась или стала «крайне спокойной» в то время, когда сейсмическая и магматическая деятельность, связанная с зонами Беньофа, повсеместно продолжается и обычно даже усиливается, кажется весьма странным обстоятельством.

Растяжение на склонах глубоководного желоба объясняется как результат изгиба литосферной плиты там, где она переходит из горизонтального в наклонное положение. Е. В. Артюшков [2] считает, что растрескивание на изгибе должно было бы неминуемо привести к распаду плиты на отдельные глыбы, которые погрузились бы в мантию каждая сама по себе.

Вопросу о сочетании субдукции с вертикальными глыбовыми движениями на поверхности островных дуг, по-видимому, придавалось мало значения. Когда же он привлекал внимание, его неразрешимость явно компрометировала идею субдукции. Последнее указанное явление — продолжение глубоководных желобов на континентальной коре — не менее существенно, чем предыдущие. Как уже отмечалось, такое продолжение наблюдается в сочетаниях Яванского желоба с Бирманским передовым прогибом, а также Антильского желоба с передовым прогибом Ориноко. Прибавим к этому, что Яванский желоб переходит в прогиб на континентальной коре не только к северу, в Бирме, но и на противоположном своем конце, между Австралией и о-вом Тимор. Остров Тимор находится на краю Австралийского континентального массива, и расположенный между о-вом Тимор и Австралийской платформой передовой прогиб также подстилается континентальной корой. Только противопоставлением очевидности можно оспаривать принадлежность о-ва Тимор к Индонезийской дуге или то, что Тиморский передовой прогиб лежит на продолжении Яванского глубоководного желоба, и искать продолжение последнего где-то к северу от о-ва Тимор.

Если сохранять представление о субдукции, необходимо допустить, что в зоне субдукции поглощается континентальная кора (R. S. Jacobsen et al., 1979). Это, однако, противоречит основным положениям «тэктоники плит». Та же ситуация наблюдается в сочетании желоба Кермадек с прогибом Хикуруанга, расположенным на континентальной коре между Новой Зеландией и Новозеландским плато. Эти два прогиба явно лежат на одной линии и составляют единую структуру. Поэтому очень странно выглядят попытки доказать, что эти структуры независимы [11, т. 2, с. 242—254].

Большим ударом по идее субдукции явились результаты бурения на внутреннем склоне Японского желоба, о которых уже было сказано выше. Эти результаты показали, что в раннем кайнозое о-в Хонсю распространялся значительно дальше в сторону океана, чем теперь, и что глубоководный желоб, по крайней мере частично, образовался на континентальной коре. Полоса континентального склона, где можно было бы допустить аккрецию океанических осадков, стала теперь не шире 25 км. Впрочем, вопрос об ак-

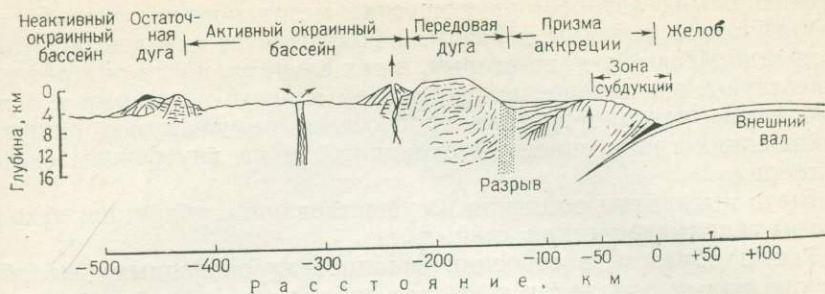


Рис. 23. Обобщенный профиль через типичную систему островной дуги. По Д. Каригу и Дж. Шарману [83]

креции осадков на внутренних склонах желобов в связи с тем же бурением сильно осложнился сам по себе. Скважины вскрыли на внутреннем склоне Японского желоба деформированные осадки верхнего миоцена и плиоцена, но эти осадки по своему составу оказались не океаническими, а принадлежащими континентальному склону, состоящими из материала, снесенного с суши, находившейся вверху склона. Поэтому деформации этих слоев должны толковаться не как результат «соскребывания» их с океанической плиты в процессе субдукции, а как оползни на склоне желоба [27].

Факт отсутствия океанических осадков на внутренних склонах желобов стал, по-видимому, общепризнанным. Его пытаются истолковать как результат полного «засасывания» океанических осадков в зону субдукции (D. W. Scholl et al., 1977). Механически такой процесс невероятен.

В свете этих соображений можно подвергнуть сомнению то, что и другие указываемые случаи деформаций слоев на внутренних склонах желобов имеют какую-либо связь с субдукцией океанической литосферы. Такие случаи были обобщены Д. Каригом и Дж. Шарманом [83], которые составили теоретический профиль через типичную островную дугу, исходя из представлений о субдукции (рис. 23). На этом профиле важным элементом является уступ на склоне от дуги к желобу. О таких уступах выше мы уже говорили. Авторы профиля считают этот уступ поверхностным отражением зоны субдукции. Но тот же уступ со значительно большим вероятием можно рассматривать как сбросовую ступень. Это предположение в большей степени согласуется с упомянутыми выше новейшими геофизическими данными о строении глубоководных желобов, рисуящими последние в виде ступенчатых грабенных [50]. Оно лучше согласуется и с тем, что нарисовано на этом профиле: имеется в виду вертикальный разрыв, которым на профиле отделяется верхняя часть склона от уступа. Этот разрыв, проникающий «в зону субдукции», явно противоречит предполагаемому ее движению. Что же касается тех деформаций пород, слагающих уступ, которые изображены на профиле, то, во-первых, по утвер-

ждению самих авторов, акустические методы не в состоянии их расшифровать и, таким образом, в большинстве случаев они только предполагаются, и, во-вторых, в тех случаях, когда они реально существуют, они вполне могут быть объяснены оползнями и более глубокими гравитационными процессами; сами авторы пишут о проявлениях гравитационной складчатости на внутреннем склоне желобов.

Были высказаны сомнения в существовании субдукции, исходящие из гравиметрических данных.

Таким образом, в строении склонов глубоководных желобов нет очевидных признаков того, что субдукция действительно происходит. Напротив, есть много фактов, которые реальность субдукции опровергают. Поэтому весьма знаменательно высказывание У. Диккинсона и Д. Сили [72], что строение зон субдукции известно только по древним таковым зонам. Но древние зоны субдукции устанавливаются не по независимым данным, а по некоторым сочетаниям тектонических, магматических и метаморфических явлений, которые постулируются самой же гипотезой субдукции.

Особо отметим интересный факт полной идентичности эффузивных пород верхнего мела на островах Малой Курильской дуги, на п-ве Немуро (о-в Хоккайдо) и на подводной горе Эримо, находящейся на противоположной, океанической, стороне глубоководного желоба. Этот факт необъясним с позиций субдукции Тихоокеанской плиты [38].

Не менее удивительно с точки зрения теории субдукции наблюдаемое пересечение магнитными аномалиями Японского глубоководного желоба [116] (рис. 24).

Известно, что с субдукцией океанической литосферы теория связывает происхождение магм известково-щелочного ряда, среди которых главное место занимают андезито-базальт и андезит. Здесь предполагается сложный многоступенчатый процесс [13]. Этот вопрос нам придется специально рассматривать в заключительной главе, и там мы увидим, насколько сомнителен предполагаемый механизм выплавления магм.

С субдукцией «тектоника плит» связывает образование парных зон метаморфизма — зоны высокого давления и низких температур и зоны высоких температур. Неоднократно указывалось на трудности понимания с этой точки зрения механизма образования метаморфических зон высокого давления: требуется чрезвычайно быстрое погружение пород в область высокого давления и столь же быстрый их подъем, пока они не успели прогреться. Геологически это крайне маловероятно. И этот вопрос будет рассмотрен в заключительной главе. А пока отметим только, что, как это ни странно, метаморфические породы фаций высоких давлений нигде не были обнаружены в зонах предполагаемой современной субдукции, т. е. там, где они должны были бы быть в первую очередь.

В заключение рассмотрения вопросов, связанных с идеей субдукции, перечислим ряд весьма, как нам кажется, сомнительных

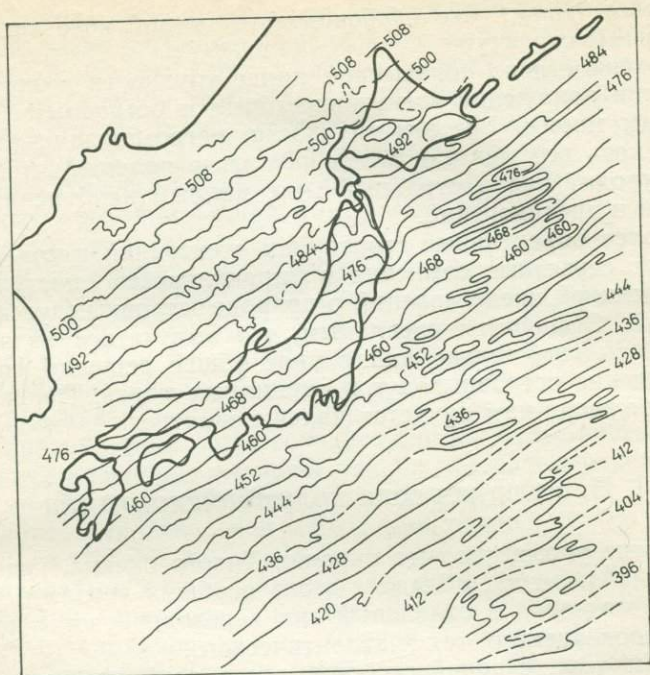


Рис. 24. Магнитная карта полной интенсивности в единицах по 100 гамм (1966 г.) для северо-западной части Тихого океана. По Т. Рикитакэ и др. (1968 г.)

частных предположений, которые возникли за последнее время вокруг этой идеи.

Поскольку спрединг окраинных морей требует одновременного отступления зоны субдукции, высказывается предположение, что такое отступление происходит под влиянием силы тяжести, постепенно смещающей перегиб литосферы в сторону океана, навстречу движению плиты. При этом не ставится вопрос о том, как обеспечивается синхронность «рассеянного спрединга» и этого гравитационного отступления зоны субдукции.

Исходя из расположения магнитных аномалий на севере Тихого океана, предполагается, что под Алеутскую дугу погрузился древний рифт, генерировавший раньше океаническую литосферу, и что его погружение сказалось на некоторых особенностях магматизма Алеутских островов [103].

Зоны Беньофа могут испытывать «качание», и этим, как думают, можно объяснить «обратный» наклон этих зон под Соломоновыми островами и Новыми Гебридами.

У берегов Мексики в процессе субдукции будто бы происходит отламывание кусков континентальной коры и «засасывание» их в зону Беньофа. Это предположение оказалось необходимым, чтобы

объяснить тот факт, что глубокоководный желоб косо срезает континентальные структуры.

Изложенное ясно показывает, какие трудности возникают при применении положений «тектоники плит» к островным дугам и окраинным морям. Все эти трудности, нагромождаясь, заставляют допускать все менее и менее реальные явления, что, в конце концов, уводит нас в странный мир, полный необъяснимых случайностей и противоречий.

Наиболее объективные сторонники «тектоники плит» сами высказывают серьезные сомнения в правильности постулируемых этой концепцией представлений о природе островных дуг и окраинных морей. Становится очевидным, что выпутаться из этих противоречий можно, только найдя иное общее решение проблемы происхождения островных дуг и окраинных морей. Поисками этого иного решения нам придется дальше заняться.

### Глава III. Переходная зона колумбийского типа

Было уже упомянуто, что окраина Тихого океана, граничащая с Северной Америкой, обладает столь особыми чертами, что должна быть выделена в отдельный тип переходной зоны, отличный как от тихоокеанского, так и атлантического.

В самом деле, с одной стороны, вдоль этой окраины протягивается горный хребет Северо-Американских Кордильер, образовавшийся на месте зоны, испытавшей длительное полициклическое ортогеосинклинальное развитие. В этом отношении эта окраина вполне сходна с окраинами тихоокеанского типа, например с теми, которые примыкают к Южной или Центральной Америке.

Но, с другой стороны, здесь нет глубокоководного желоба и зоны Бенъофа, за пределами шельфа и континентального склона глубины в сторону открытого океана нарастают постепенно и континентальный склон местами осложнен окраинными плато. Эти особенности роднят данную зону с окраинами атлантического типа. Так что здесь мы находим как бы смешение признаков, характерных для обоих основных типов океанических окраин. Мы называем этот смешанный тип переходных зон колумбийским.

Пожалуй, ни одному району на земном шаре не «повезло» в такой степени, как этому, в самых изоциренных построениях по «сценарию» тектоники плит. Эти построения начались с работ Т. Этуотер [58], которая оперировала сложной, меняющейся во времени комбинацией осей спрединга, трансформных разломов и зон субдукции в области сочленений трех «плит»: Тихоокеанской, Фараллоновой (или Хуан-де-Фука) и Американской, а также более мелких плит. В одной из своих работ она утверждала, что задача развития зоны перехода от Северо-Американского континента к Тихому океану лучше всего может быть решена путем «аккуратной работы с бумагой и ножницами» [58, с. 388]. В этом же стиле действовали и др. [85].

Между тем, вся эта область содержит в своем геологическом строении такое большое разнообразие типов структур и взаимоотношения между ними столь сложны и столь еще далеки от окончательного решения, что, казалось бы, там необходимы самые широкие и в то же время детальные геологические и геофизические исследования, а не только «аккуратная работа» с листками бумаги. Действительно, в строении прибрежной части Северной Америки, как ее континентальной, так и морской части, очень много неразгаданных загадок.

Обратимся сперва к континентальной части (рис. 25).

Самой большой загадкой является разрыв Сан-Андреас. Под косым углом он пересекает различные структурные зоны Южной Калифорнии. Нет сомнений, что он представляет собой сдвиг с правым смещением, активным в наше время. Но вот время его возникновения и амплитуда смещения остаются проблемами, полными противоречия. За последнее время большинство суждений указывает на начало миоцена как на время зарождения разрыва и на амплитуду смещения от 200 до 290 км [96].

Однако в противоречие с этой амплитудой входит ряд фактов. Уже рассматривая размещение мезозойских гранитов, мы начинаем сомневаться в такой амплитуде, поскольку в районе Поперечного хребта западная граница выходов этих гранитов, направляющаяся от западного склона Сьерра-Невады к Калифорнийскому полуострову, прямолинейно пересекает линию разлома. Еще серьезнее то, что в соответствии с геологическими данными близ Поперечного хребта смещение по Сан-Андреасу не может быть больше 50 км [60]. А сейсмические исследования показали, что под Поперечным хребтом имеется четко выраженная глубинная структура, которая без всякого смещения пересекает тот же разрыв и продолжается за него еще по крайней мере на 100 км [76] (рис. 26).

Предлагаемое вышеперечисленными авторами объяснение, сводящееся к тому, что трассы разлома близ поверхности и на глубине различны и не совпадают, грешит явной искусственностью. Едва ли можно решить вопрос об амплитуде этого разрыва без полного изучения окружающей геологической обстановки. Между тем она содержит много нерешенных проблем.

Например, тот же Поперечный хребет. Он представляет собой, несомненно, уникальное явление. Неизвестно, чтобы такого типа структуры, разрезающие поперек складчатую зону, где-либо существовали в других местах. Но изучен он далеко не достаточно. Известно, что он располагается на простирации большого подводного разлома Меррей, но имеется ли между ними структурная связь и какова она — остается неясным. В Поперечном хребте обнажаются породы докембрия и палеозоя, выходы которых отсутствуют в других районах Берегового хребта. Исследования показывают, что до позднего мела в этом районе господствовали обычные для Берегового хребта северо-западные простирации. Но перед самым внедрением позднемелового батолита уже возникла

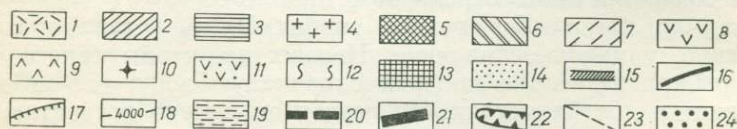
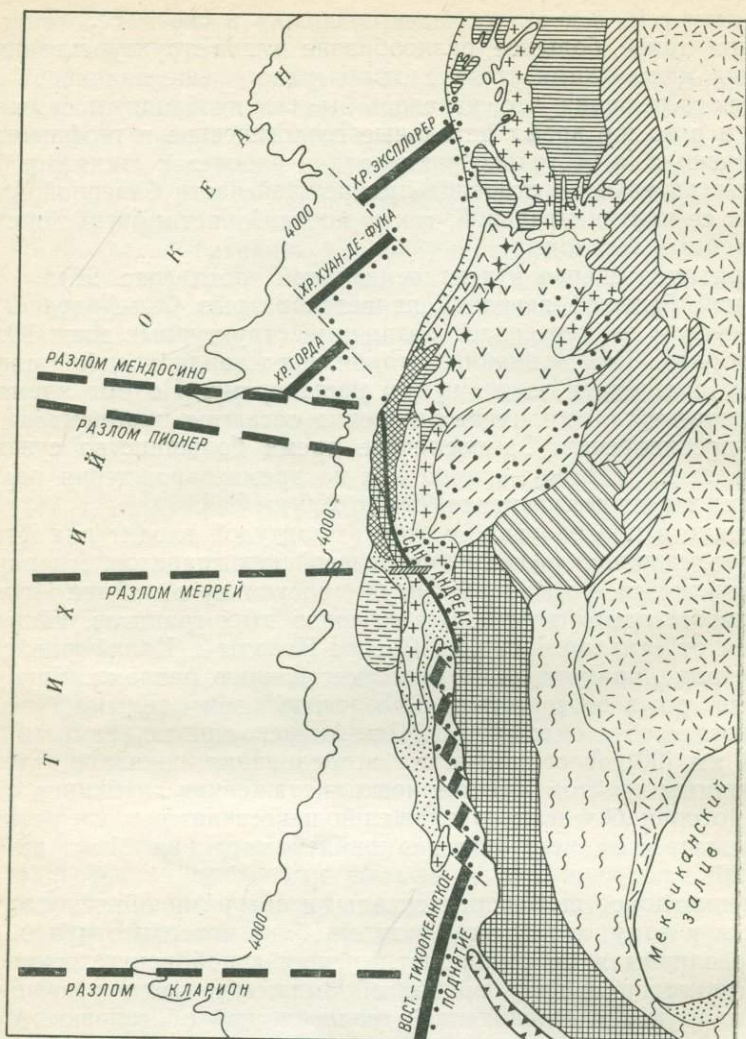


Рис. 25. Тектоническая схема западной части Северной Америки.

1 — древняя платформа; 2 — парагеосинклиналь Скалистых Гор; 3 — эвгеосинклиналь Кордильер (преимущественно триас и юра); 4 — гранитные и гранодиоритовые батолиты, преимущественно позднемеловые; 5 — францискская формация (юра — палеоген); 6 — плато Колорадо; 7 — Большой Бассейн; 8 — траппы Колумбийского плато. (миоцен); 9 — андезиты Каскадных Гор (зоцен — миоцен); 10 — современные и четвертичные вулканы; 11 — осадочные породы и базальты (зоцен); 12 — миогеосинклиналь Восточной Кордильеры Мексики; 13 — домезозойский фундамент (срединный массив); 14 — меловые и более молодые обломочные отложения; 15 — Поперечный хребет; 16 — разлом Сан-Андреас; 17 — континентальный склон; 18 — изобата (м); 19 — Калифорнийское подводное окраинное плато; 20 — подводные крупные разломы; 21 — срединный океанический хребет (Восточно-Тихоокеанское поднятие); 22 — глубоководный желоб; 23 — «трансформные» разломы; 24 — пояс эпицентров землетрясений (изображен условно)

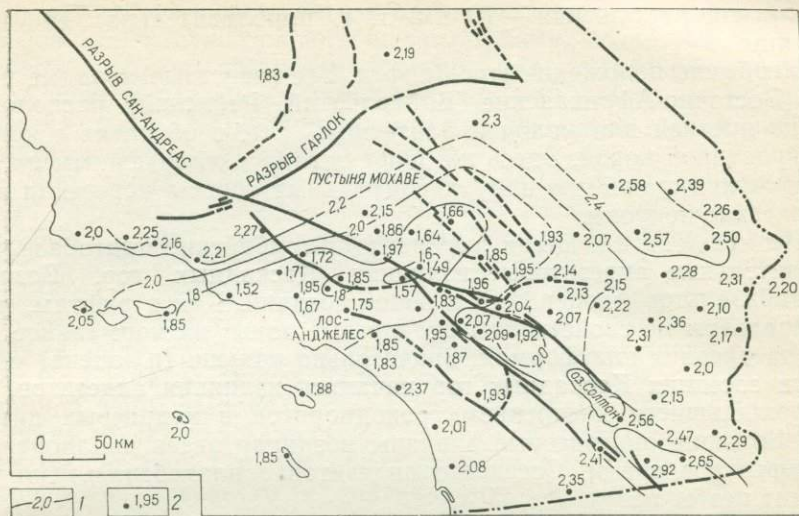


Рис. 26. Изолинии запаздывания волн Р по отношению к годографу Джеффрис-Буллена для Поперечного хребта (Южная Калифорния). По Д. Хэдли и Г. Канамори [76].

1 — изолинии запаздывания, 2 — точки наблюдения

поперечная широтная расланцованность, которой форма батолита была полностью подчинена. В конце мела и в палеогене в Поперечном хребте образовались огромные массы катаклазитов. А поднятие хребта началось в олигоцене и продолжалось все последующее геологическое время. Современный облик он приобрел в плейстоцене и голоцене. Разрывы, окаймляющие его, сохранили до сих пор свою подвижность: эта область — одна из наиболее сейсмичных на западе США. Геологическое строение Поперечного хребта и районов, примыкающих к нему, категорически противоречит вращению этого хребта, предполагаемому построениями «тектоники плит».

Своеобразной структурой является провинция Хребтов и Долин, или Большой Бассейн [96]. Эта провинция представляет собой молодой рифт. Земная кора в этой области имеет сложную историю, которую можно проследить с докембрия. Есть основания предполагать, что в мезозое (в «невадийскую» эпоху складчатости) здесь образовалась серия тектонических покровов с движением на восток с большой, измеряемой многими десятками километров амплитудой. Глыбовые движения по вертикальным разрывам начались в олигоцене и миоцене, а возникновение современной структуры, связанной с обстановкой растяжения и состоящей из чередования ограниченных нормальными сбросами поднятых и опущенных блоков северо-северо-западного простирания, относится к плиоцену и плейстоцену. В это время произошло и поднятие Сьерра-Невады. Ширина рифта достигает 600 км, а суммарная

амплитуда растяжения — 70 км, т. е. приблизительно 10% от ширины.

Необычно положение этого рифта. Все известные молодые рифты (Восточно-Африканские, Байкальский, Рейнский) расположены на древней или молодой платформе, т. е. в областях с консолидированной корой. Здесь же рифт оказался наложенным на мезозойскую складчатую зону и нормальные сбросы пересекли тектонические покровы.

Не менее загадочными выглядят Колумбийские платобазальты и длительные андезитовые излияния Каскадных гор. Возраст платобазальтов миоценовый и более поздний. Как и рифтам, платобазальтам не свойственны складчатые зоны: их нормальное место на древних платформах. Значительно раньше (в эоцене) в области соседних Каскадных гор начались излияния андезитов, сопровождавшиеся внедрением гранодиоритов и кварцевых диоритов. Большие андезитовые вулканы возникли здесь в плиоцене и четвертичное время. Соседство андезитов с платобазальтами выглядит необычно.

Немало секретов скрывается и во францискской формации Береговых хребтов Калифорнии [11, т. 3, с. 208—229, 184—207]. Возраст этой формации от титона до начала эоцена. «Тектоника плит» склонна видеть в ней продукт «соскребывания» океанических осадков при субдукции океанической литосферы и нагромождении их в глубоководном желобе. Однако эта формация на 90% состоит из песков, состав которых соответствует гранодиоритам: преобладают зерна кварца и плагиоклаза. Формация почти не содержит пелагических осадков, и считать ее глубоководной океанической нет оснований. Следовательно, она не результат «соскребывания» при субдукции. От этого заключения не становится яснее источник песчаного материала. Между этой формацией и гранодиоритами Сьерра-Невады располагается почти одновозрастная (поздняя юра — поздний мел) мощная формация Грейт-Вэлли. В ней песка больше, но состав их иной, и поэтому нельзя предположить, что у этих формаций был общий источник питания. Сейчас источник материала францискской формации предположительно помещают между последней и формацией Грейт-Вэлли, но поскольку на поверхности нет никаких его следов, считается, что он полностью уничтожен размывом или перекрыт надвигами. Дело, однако, осложняется тем, что песчаность во францискской формации возрастает к океану.

Нельзя считать решенным и вопрос об условиях глаукофанового и жадеитового метаморфизма во францискской формации. Следует ли его полностью связывать с термодинамическими условиями или же не меньшее (если не большее) значение имеет геохимическая обстановка (например, обогащение флюидов натрием)? Существует точка зрения (А. А. Маракушев, 1979 г.), что при сильно восстановленных флюидах с натриевой тенденцией глаукофан, жадеитовые породы и эклогит образуются при гораздо более низких давлениях, чем обычно предполагается. Другая точка зре-

ния (В. В. Хлестов и др., 1974 г.) предполагает, что давление, необходимое для глаукофанового метаморфизма, создается не погружением пород на десятки километров под нагрузкой других пород, а действием межзерновых флюидов в условиях малой проницаемости среды. Не исключено, что эти две точки зрения могут быть объединены.

На территории Канады к океанической окраине примыкает та часть Кордильер, которая известна под названием Тихоокеанского орогена. Это — эвгеосинклиналь. Складчатое центральное поднятие в ней, «пропитанное» крупными гранитными плутонами, образовалось в средней юре. В остаточных прогибах в течение поздней юры и раннего мела накапливались грубые отложения. В позднем мелу на месте складчатой зоны образовалась горная страна. Ее поднятие происходило в обстановке глыбовых движений земной коры. Проявления таких движений, сопровождаясь излияниями базальтов, риолитов, дацитов и андезитов, продолжаются до сих пор. Следует обратить внимание на многочисленные внедрения основного магматического материала вдоль берега. Они лежат на продолжении полос ультрабазитовых интрузий на Аляске.

Известно, что особенностью строения земной коры и верхней мантии на западе США является малая мощность коры в области Большого Бассейна и Колумбийского плато и низкие скорости в кровле мантии там же. В Большом Бассейне толщина коры немногим более 20 км, а сейсмические скорости в кровле мантии 7,8 км/с. Это вызвало предположение, что между корой и типичной мантией здесь залегает слой, образованный смесью материала коры и мантии [17, с. 162—174; 67]. Столь же тонка кора под Колумбийским плато. В центре Кордильер в Британской Колумбии кора имеет мощность 30 км; скорости в кровле мантии и здесь не превышают 7,8 км/с [109]. По направлению от Большого Бассейна к плато Колорадо мощность коры возрастает до 40 км, а под Сьерра-Невадой имеется корень глубиной 50 км. Большая толщина коры (50 км) установлена на о-ве Ванкувер. К зоне малой толщины коры и пониженных скоростей в кровле мантии приурочены тепловые потоки, приблизительно вдвое превышающие нормальные (Симонс, Рой, 1972). Магнито-теллурическое зондирование указывает на существование под Кордильерами астеносферы на глубине между 50 и 170 км. От Северо-Американской платформы внутрь Кордильер температура в кровле мантии возрастает по крайней мере на 300 °C [109].

Гравиметрический профиль через краевую зону Калифорнии показывает, что толщина коры с приближением к шельфу уменьшается с 30 до 20 км, а дальше континентальная кора сменяется океанической около 10 км толщиной. Как уже указывалось, такой характер перехода типичен для окраинных зон атлантического типа.

Обратимся теперь к подводной части переходной зоны и прежде всего к Калифорнийскому подводному плато. Оно находится у бе-

регов Южной Калифорнии и Калифорнийского полуострова. Северную границу его образует Поперечный хребет.

Поверхность плато лежит преимущественно между глубинами 1—2 км. Ее рельеф распадается на три продольных прогиба и два поднятия между ними. На поверхности дна много песков, галечников и валунов. В последних — обломки большей частью кислых метавулканитов, а также кварцевых монзонитов и диоритов. Это продукты разрушения пород, развитых рядом на Калифорнийском полуострове. Возраст их около 90 млн. лет. Встречаются и метаграувакки, принадлежащие, по-видимому, к францискской формации. Особенно интересно то, что на поверхности плато встречены субэаральные базальты, возраст которых определяется между 4,8 и 1 млн. лет. Они указывают на то, что плато опустилось под воду совсем недавно — только в плейстоцене. С внешней стороны плато ограничено крутым континентальным склоном. По-видимому, плато представляет собой одну из ступеней, на которые разделяется континентальный склон. Другой такой ступенью является сам Калифорнийский полуостров, представленный высоким, наклоненным к западу блоком (Doyle, Lorsline, 1977).

У берегов штата Орегон в отложениях шельфа на глубине менее 200 м обнаружены бентосные фораминиферы, жившие на значительно большей глубине. По этим фораминиферам было установлено, что верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые отложения испытали поднятие на 1 км, а средний плиоцен поднялся на 500—600 м. При этом скорость поднятия должна была быть очень большой и достигать местами 1000 м/млн. лет [11, т. 1, с. 291—316].

Континентальный склон усложнен уступами. В нижней его части поверхность уступов наклонена к берегу и уступы образуют чередование гряд и депрессий. Скв. 175 Проекта глубоководного океанского бурения обнаружила, что у этих берегов на базальтовом океаническом фундаменте залегают отложения верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Вместе с нижним плейстоценом, их перекрывающим, они представлены фациями абиссальной равнины. На них залегают конус выноса среднего и верхнего плейстоцена. Осадки абиссальной равнины образуют клин, утоняющийся в сторону океана. Это дало повод думать, что океанические осадки пододвинуты под континентальный склон, а гряды и депрессии на склоне являются поверхностным отражением чешуйчатого строения склона. При этом пододвигание рассматривается как причина и чешуйчатого строения, и поднятия континентального склона.

Однако все это — в сфере интерпретации. Сейсмические профили указывают на некоторые деформации пород на континентальном склоне, но эти деформации вполне могут иметь сбросовый и гравитационный характер. Доподлинно только видно, что слои абиссальной равнины упираются в склон и дальше не продолжают (рис. 27). А рассуждения о том, что раньше здесь проис-

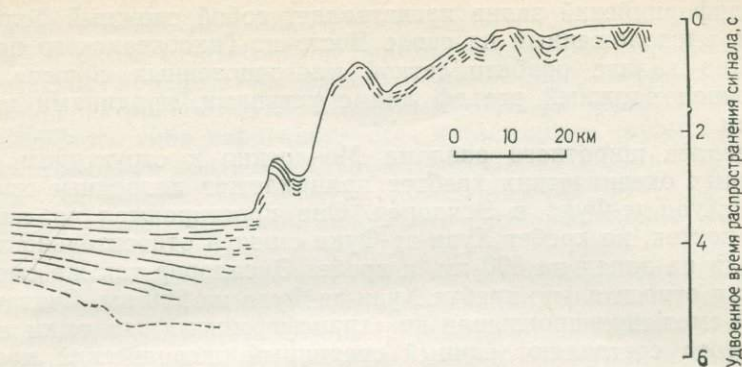


Рис. 27. Сейсмический профиль МОВ через центральную часть Орегонской континентальной окраины. По Р. Сили и др. (1978).

ходила субдукция, при полном отсутствии зоны Бенъофа и глубоководного желоба, остаются необоснованными.

Поднятие в зоне континентального склона должно быть поставлено в связь с более общим своеобразием распределения глубин в этой переходной зоне. Около Северной Калифорнии, штатов Орегон и Вашингтон (США) и провинции Британская Колумбия (Канада), вплоть до южных районов Аляски, изобата 4000 м проходит дальше от берега, чем где бы то ни было вокруг Тихого океана: от берега до нее около 1000 км. Таким образом, эта переходная зона характеризуется относительно пологим и широким переходом от континентального склона к абиссальным глубинам. Этот пологий уклон дна, вероятно, создан вместе с поднятием шельфа и континентального склона.

В отдалении от берега в пределах этой переходной зоны было пробурено несколько скважин по программе Океанского бурения.

В скважинах №№ 32, 34 и 36, пробуренных около  $40^{\circ}$  с. ш. и  $130^{\circ}$  з. д., на базальтовом фундаменте лежат осадки от нижнего олигоцена до среднего миоцена. При этом, по крайней мере в одной скважине (№ 32), в нижней части разреза залегают грубые аркозовые песчаники, что может служить указанием на бывшее мелководье. Около  $140^{\circ}$  з. д. скважины между разломами Мендосино и Пайонир (№ 38) и между последним и разломом Меррей (№ 39) вскрыли над базальтами нижний эоцен, содержащий в своем основании известковые органические остатки, что также указывает на меньшие глубины, чем те, которые существуют там сейчас [80, v. V].

Важнейшим элементом этой переходной зоны является срединный океанический хребет. Он известен под названием Восточно-Тихоокеанского поднятия к югу от Калифорнийского залива. В северном направлении его ось «входит» в этот залив, подобно тому, как срединный Карлсбергский хребет в Индийском океане «входит» в Аденский залив.

Калифорнийский залив представляет собой сложный большой грабен, расположенный на своде Восточно-Тихоокеанского поднятия. Дно залива разбито сеткой многочисленных сбросов, чем обусловлен сложный рельеф дна с уступами, впадинами и выступами.

Севернее широтного разлома Мендосино к структурам типа срединных океанических хребтов принадлежат подводные хребты Горда, Хуан-де-Фука и Эсплорер. Они простираются на северо-северо-восток, но хребет Хуан-де-Фука смещен относительно хребта Горда на запад на 500 км, а хребет Эсплорер так же смещен на запад относительно хребта Хуан-де-Фука на 250 км. Считается, что эти смещения произошли по «трансформным» разломам и все три хребта составляют единый срединный океанический хребет, разделенный на сегменты (см. рис. 26). Хребет Горда находится на расстоянии 350 км от континентального склона и имеет длину также около 350 км. Южная часть хребта Хуан-де-Фука удалена от континентального склона на 700 км, а хребет Эсплорер в северной своей части упирается в континентальный склон [70].

Глубинное строение этих хребтов типично для подобных структур. Толщина земной коры под ними сильно уменьшается, сейсмические скорости в верхних слоях мантии понижены, а тепловые потоки повышены. Например, в Северной Калифорнии мантия под континентальной корой шельфа находится на глубине 18 км и сейсмические скорости в ее кровле равны 8,1 км/с. Под находящимся между континентальным склоном и хребтом Хуан-де-Фука Каскадским бассейном толщина коры уменьшается до 9 км, кора имеет океаническое строение, сейсмические скорости в кровле мантии уменьшаются до 7,9 км/с. Под хребтом Хуан-де-Фука толщина коры уменьшается уже до 6,7 км, а сейсмические скорости в кровле мантии падают до 7,7 км/с. По другую сторону от хребта, под абиссальной равниной Тафтс, кровля мантии снова углубляется до 10 км, а сейсмические скорости поднимаются до 8,4 км/с. Утонение коры осуществляется целиком за счет 3-го слоя океанической коры.

Плотность теплового потока хребта Горда достигает местами 5,8 мккал·с<sup>-1</sup>·см<sup>-2</sup>, в хребте Хуан-де-Фука она достигает 7,3, а с удалением от хребтов падает по направлению к берегу до 1—2 мккал·с<sup>-1</sup>·см<sup>-2</sup>.

Таковы же особенности глубинного строения Восточно-Тихоокеанского поднятия к югу от Калифорнийского залива. Серия скважин, пробуренных по профилю через это поднятие (скважины Проекта глубоководного океанского бурения от № 77 до 84), неизменно обнаруживали горячий контакт базальтов океанического фундамента с осадками, что свидетельствует о новейшей вулканической деятельности на поднятии [80, v. IX].

Все срединные океанические хребты этого района проявляют современную сейсмическую активность.

Переходная зона колумбийского типа, начинаясь на юге у берегов Калифорнийского полуострова, протягивается к северу

вплоть до южных районов Аляски: глубоководный желоб, означающий переход от этого типа переходных зон к тихоокеанскому, зарождается против п-ва Кéнай и далее протягивается вдоль Алеутской островной дуги. Северный отрезок переходной зоны колумбийского типа характеризуется чрезвычайно крутым, усложненным уступами континентальным склоном. Нет сомнений в разрывном характере последнего, хотя природа этого разрыва не вполне ясна. Предполагается, что здесь проходит большой сдвиг.

В начале этой главы было сказано, что описываемая окраина Тихого океана явилась объектом чрезвычайно сложных построений в духе «тектоники плит». Эти построения особенно сложны, потому что предполагаются «быстрые изменения в геометрии и движении плит» [85]. Тонкости геометрии и движений плит устанавливаются главным образом по данным о сейсмичности, хотя при этом указывается, что точность определений эпицентров не достигает и 50 км. Другие данные, которые используются, например размещение магматических проявлений, могут иметь значение только в том случае, если принимаемую схему взаимоотношений магматизма с движениями плит признать доказанной. С этим, однако, трудно согласиться, особенно в данном случае, потому что в схеме в качестве обязательного процесса участвует субдукция, признаков которой (при полном отсутствии зоны Беньюфа) никаких нет.

Несомненно, что очень многие из тех особенностей строения и развития этой области, которые были отмечены выше, определяются влиянием рифтового пояса, который «входит» в материк со стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия через Калифорнийский залив. Судя по эпицентрам землетрясений, основное скрытое продолжение этого пояса следует предполагать вдоль разлома Сан-Андреас вплоть до мыса Мендосино, а далее полоса землетрясений переходит на подводные хребты Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер. Другая ветвь рифта от Калифорнийского залива направляется к Большому Бассейну и далее к Колумбийскому плато. Отсюда и необычное положение этих структур, связь их с растяжением земной коры и сопровождающие их излияния платобазальтов. С высоким тепловым потоком, характерным для рифтового пояса, можно связать и андезиты Каскадных гор, в которых можно видеть результат подплавления внедрившихся здесь раньше гранодиоритовых плутонов. Влиянию того же пояса можно приписать и поднятие прибрежной полосы у штата Орегон, поскольку рифтовая зона прежде всего представляет собой широкий поднимающийся вал, вдоль оси которого образуются грабены.

По построениям «тектоники плит» Калифорнийский залив должен был открыться 4 млн. лет тому назад. Если считать, как к тому есть все основания, что продолжением рифта Калифорнийского залива является рифт Большого Бассейна, то время образования залива надо отодвинуть на несколько миллионов лет назад: Большой Бассейн в качестве структуры растяжения образовался по крайней мере в начале плиоцена или даже в позднем

миоцене. На миоценовый возраст рифта указывают Колумбийские платобазальты и поднятие прибрежной полосы. Андезиты Каскадных гор свидетельствуют о том, что повышенный тепловой поток в этом районе возник уже в эоцене.

Таким образом, термальная аномалия в переходной зоне колумбийского типа проявилась, возможно, еще в палеогене, а рифтовая структура с ее широким валом, частично образовавшимся на суше, частично в океане, с растяжением и излиянием платобазальтов, имеет, вероятно, миоценовый возраст. То обстоятельство, что рифтовый пояс с его повышенными тепловыми потоками протягивается вдоль переходной зоны, оказываясь и на суше, и в океане, приводит к отсутствию существенных различий между размером теплового потока на окраине материка и в соседних областях океана. В этом отношении колумбийская переходная зона сходна с атлантическими зонами. Но имеется и существенное различие: если в атлантических переходных зонах потоки имеют нормальную величину ( $0,8-1,4$  мккал·с<sup>-1</sup>), то в случае колумбийской переходной зоны они, как правило, заметно выше нормы ( $2,0$  мккал·с<sup>-1</sup> и выше). Таким образом, и термический режим подчеркивает смешанный характер переходных зон колумбийского типа.

#### Глава IV. Признаки преобразования континентальной земной коры в океаническую

Выше при описании строения и геологической истории переходных зон разных типов неоднократно указывались явления, которые могут рассматриваться как свидетельства того, что в природе существует процесс преобразования континентальной коры в океаническую. Такие явления были отмечены прежде всего для переходных зон атлантического типа. Указывалось, что зоны спокойного магнитного поля в окраинных областях океана, вероятнее всего, были ранее зонами развития континентальной коры.

Точно так же те участки океанов, ныне глубоководные и подстилаемые океанической корой, где имеются признаки бывшего мелководья (выраженные, например, развитием лагунных соленосных отложений), по всей вероятности, имели раньше континентальную кору. Такие участки занимают большие площади по периферии Атлантического океана вблизи Африки, а также в Мексиканском заливе.

Но, пожалуй, особенно выразительны признаки преобразования океанической коры в континентальную в переходных зонах тихоокеанского типа.

После того как установлена геологическая молодость окраинных морей и показано, что образование их путем «рассеянного спрединга» более чем сомнительно, естественно задаться вопросом, какой же была кора в то время, когда на месте этих морей

была суша. Вся вероятность говорит за то, что она была континентальной.

В переходных зонах тихоокеанского типа все крупные участки суши, входящие в состав островных дуг I типа, имеют континентальную кору. Только мелкие острова дуг II типа имеют подстилаются утолщенной океанической корой. На месте окраинных морей были расположены крупные массивы суши, и нет оснований думать, что они отличались от современных крупных островов строением своей коры: современные крупные острова являются останцами этих значительно больших континентальных массивов. Это видно хотя бы из того, что внутренняя структура больших островов всегда срезана на их окраинах и, несомненно, должна была продолжаться в окружающие районы. Не только крупные острова, но и мелководные участки окраинных морей имеют континентальную кору. Таковы большая часть площади Охотского моря, моря (на Новозеландском и Квинслендском плато, поднятиях Ямато и Бауэрса), т. е. участки, где глубины обычно не превышают 2 км, хотя на подводных плато около Австралии континентальная кора прослеживается до глубины в 4 км.

Поскольку всюду эволюция окраинных морей направлена в сторону углубления, взаимоотношение между морями на континентальной и морями на океанической коре мы вправе толковать не только как пространственное, но и как историческое, как результат преобразования континентальной коры в океаническую по мере углубления морей. А то обстоятельство, что в мелких окраинных морях толщина континентальной коры меньше, чем под крупными островами и тем более под континентами, указывает на то, что первой стадией преобразования континентальной коры в океаническую является уменьшение мощности коры. В этом свете надо, очевидно, понимать уменьшение мощности континентальной коры с приближением к океану не только в переходных зонах тихоокеанского типа, но и на континентальных окраинах атлантического и колумбийского типов. Приведенные выше примеры показывают, что такое уменьшение мощности наблюдается буквально повсеместно. Обычно сейчас оно толкуется как результат растяжения коры. Для переходных зон атлантического типа растяжение считается явлением, предшествующим полному разделению континентов в процессе их дрейфа. Выше (см. с. 18) мы уже отмечали несоответствие наблюдаемого строения переходных зон атлантического типа предположению о растяжении коры. Обратим также внимание на то, что аналогичное уменьшение мощности континентальной коры по направлению к океану наблюдается не только на перифериях атлантического типа, но и в переходной зоне колумбийского типа, где растяжение, казалось бы, совершенно неуместно: наоборот, там должно было бы быть сжатие, поскольку предполагается, что Американская плита надвигается на Тихоокеанскую. Мы полагаем, что уменьшение мощности континентальной коры прямо связано с началом переработки континентальной коры, с ее разрушением.

Утонение континентальной коры сопровождается ее дроблением. Очевидно, что на всех перифериях континентов кора разделена разломами на глыбы. Обычно глыбы расположены ступенчато, уступами опускаясь к океану. Это наблюдается повсеместно во всех переходных зонах и особенно хорошо на окраинах Атлантического океана. Одним из выражений ступенчатости являются подводные окраинные плато. Они вместе с меньшими уступами иллюстрируют процесс «обрушения» коры, происходящий в форме оседаний одной глыбы за другой по направлению к океану. При этом происходит полное или частичное отчленение некоторых глыб от цельного массива континентальной коры. Так образовались отчлененные от шельфа мелководные «банки», такие, как Флемиш-Кап около Ньюфаундленда, Чукотское поднятие, плато Ермака к северо-западу от Шпицбергена и др.

Судя по строению коры в наиболее изученных районах переходных зон, утонение коры по направлению к океану сопровождается появлением в основании коры слоя с ненормально высокими сейсмическими скоростями. Такой слой был обнаружен в ряде мест на атлантической окраине Северной Америки (см. с. 17); скорости в нем превышают 7 км/с.

Утонение коры продолжается с дальнейшим углублением ее и там, где кора стала уже океанической. Окраинные моря, относительно неглубокие, подстилаются более толстой корой, чем глубоководные области океана и соответственно глубоководные желоба, где глубины достигают рекордных величин в 7—9 км и более.

До появления «новой глобальной тектоники» с ее полным простором для любых горизонтальных перемещений в литосфере многие палеогеографические данные толковались как бесспорное указание на наличие участков сиалической суши на месте, по крайней мере, приближенных к континенту окраинных морей, подстилаемых сейчас океанической корой. Эти данные относились к Японскому, Берингову морям, к морю Сулу и другим морям Индонезии, отчасти к Филиппинскому, а также к Карибскому морям.

И сейчас нельзя пройти мимо такого факта, как наличие грубых конгломератов в средне- и верхнемиоценовых отложениях Больших Курильских островов с гальками гнейсов и гранитов, источник которых должен был находиться там, где сейчас расположена Южно-Охотская глубоководная котловина с океанической корой [39]. Р. Р. Котс [66] сообщает о широком развитии окатанных валунов гранитов и метаморфических пород (гранулитов, амфиболитов, гнейсов, сланцев) в отложениях морской террасы на двух небольших островах — Танага и Оглиуга (западная часть Андрейновских островов), принадлежащих к Алеутской дуге. Локальность распространения и высокая концентрация исключают принос этих обломков морскими льдами. По мнению Котса, «присутствие кристаллических пород явно континентального типа указывает на крупные массивы суши, которые должны были существовать поблизости в мезозойское или палеозойское время» [66, с. 89].

М. Н. Шапиро [55] приводит ряд фактов, убедительно свидетельствующих в пользу существования размывавшихся участков суши, сложенных по крайней мере частично породами континентальной коры, на месте современной Командорской котловины и прилегающих районов Тихого океана, где сейчас кора имеет полностью океаническое строение. От размыва бывшей суши с континентальной корой на месте Командорской котловины произошли развитые в районе Камчатского полуострова — мыс Камчатский верхнемеловые песчаники пикежской свиты, палеоцен-эоценовые обломочные породы столбовской серии, а также скопления валунов и галек гранита у мыса Африка плейстоценового возраста. Суша существовала к востоку от Кроноцкого полуострова также в олигоцене и раннем миоцене. Наконец, в составе отложений командорской серии на о-ве Беринга присутствует обломочный материал, который свидетельствует о том, что до позднего миоцена, а может быть и позже, где-то в пределах современных, окружающих Командорские острова акваториях, находились крупные участки суши, сложенные разнообразными породами, в том числе и характерными для континентальной коры.

Для Японии наиболее интересные данные о палеогеновой группе Моро, развитой на п-ве Кии. Литологический анализ показал, что источник мощного (свыше 10 км) комплекса обломочных пород этой группы находился к югу от Японии в области современного Филиппинского моря. В составе конгломератов распространенным компонентом являются обломки ортокварцитов, в коренном залегании на территории Японии отсутствующие. Неизбежно представление о существовании в то время крупной горной суши к югу от зоны Симанто.

После того как было установлено, что дно Карибского моря имеет относительно древний возраст (ранне-позднемеловой), естественно отпали предположения о существовании суши на месте этого моря в позднем мелу или палеоген-неогене. Однако происхождение древнейшей палеонтологически охарактеризованной формации Больших Антильских островов — мелководно-континентальной ниже-среднеюрской серии все же осталось дискуссионным. Хотя некоторые исследователи считают, что обломочный материал приносился с севера через область Мексиканского залива, другие высказывают не менее веские суждения об его происхождении с юга — со стороны современного Карибского моря [86]. К тому же аналогичные породы (группа Каракас) залегают на палеозое в Береговых хребтах Венесуэлы и их материал должен был приноситься с севера, т. е. со стороны того же моря. Однако возраст этой толщи еще уверенно не установлен.

На о-ве Барбадос в отложениях среднего эоцена много обломков кристаллических сланцев с силлиманитом, ставролитом и гранатом. Поскольку на о-вах Тринидад и Тобаго развиты значительно слабее метаморфизованные породы, не содержащие этих минералов, то предположение о приносе материала для флиша о-ва Барбадос с юга очень сомнительно. Источник должен был

находиться где-то в окружающих акваториях. Палеоген-неогеновые отложения южных районов Восточной Кубы, расположенных рядом с желобом Кайман, имели источник, который находился на юге, в пределах желоба или еще южнее [43]. Желоб отчетливо несогласно наложен на структуру Восточной Кубы.

Выше уже указывалось, что есть признаки увеличения грубости песчаников францискской формации в Калифорнии по направлению к западу, т. е. к океану. Имеются свидетельства и более позднего сноса в Калифорнии со стороны современного океана. При драгировках к западу от Калифорнийского полуострова в 160 км от берега с глубины более 1 км были подняты валуны кварцитов, кислых эффузивных и интрузивных пород, аналогичных по составу валунам из эоценового конгломерата Пауэй [73].

Интерес представляет происхождение обломочного материала группы Торлесс (С—К<sub>1</sub>) в Новой Зеландии. Эта группа сложена преимущественно несортированными кварц-полевошпатовыми песчаниками. Мощность ее свыше 12 км. Геологическая обстановка однозначно указывает на то, что источник этих песчаников должен лежать в океане к востоку от Новой Зеландии. Оттуда же снесены «экзотические» обломки гранитоидов, находимые в той же свите, в особенности в ее наиболее восточных выходах [11, т. 3, с. 208—229].

Число подобных случаев может быть увеличено. Все они, конечно, могут быть «объяснены» и «объясняются» различными мобилистскими предположениями. Такие предположения всегда носят произвольный характер, и искать в них какие-либо общие закономерности безнадежно. Каждый случай решается по-своему. К каким прибегают при этом натяжкам, видно из последнего приведенного случая. Предполагается [90], что источником материала группы Торлесс являлась Земля Мэри Бэрд в Антарктиде, которая в свое время была причленена к Новой Зеландии в ходе дрейфа континентов и принесла на своей окраине группу Торлесс. Однако, по этому предположению, соединение континентов произошло в конце юры, в то время как «раскрытие» южной части Тихого океана обычно относят к мелу. Кроме того, никакого «шва» между восточной и западной зонами Новой Зеландии нет: наоборот, отмечаются признаки постепенного фациального перехода между двумя этими зонами [11, т. 3, с. 220].

Вместе с высказанными выше соображениями о форме островных дуг и о постепенном, в пространстве и времени, переходе толстой континентальной коры через все более тонкую к океанической, мы можем считать перечисленные случаи приноса обломочного материала континентального происхождения со стороны современных акваторий с океанической корой существенными подтверждениями вторичного характера последней.

Возможность преобразования континентальной коры в океаническую может быть подтверждена поисками аналогий как на континентах, так и в некоторых внутренних морях. При этом в отдель-

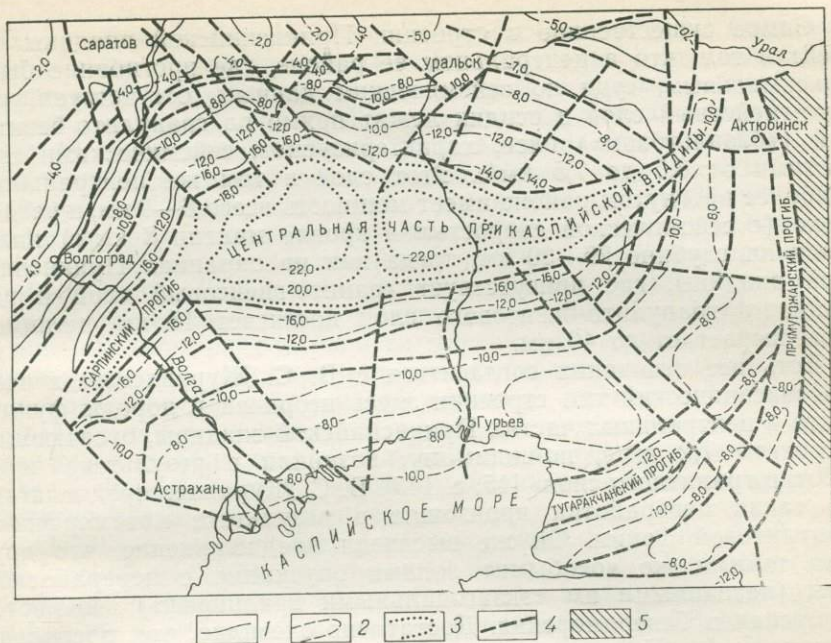


Рис. 28. Гипсометрическая карта поверхности фундамента Прикаспийской впадины. По Н. В. Неволину и др. [28].

1 — изогипсы преломляющей поверхности с  $V_r = 6,2-6,6$  км/с на северном и западном бортах впадины; 2 — изогипсы преломляющей поверхности с  $V_r = 6,2-6,5$  км/с на восточном и южном бортах впадины; 3 — изогипсы высокоскоростной преломляющей поверхности с  $V_r = 6,7-7,1$  км/с; 4 — разрывы (уступы в фундаменте); 5 — обнаженная часть геосинклинали Южного Урала.

Изогипса 3 о контурирует области, где осадки залегают непосредственно на «базальтовом» слое

ных случаях можно будет видеть в фиксированном состоянии разные стадии этого процесса.

Наилучшим примером на континенте является Прикаспийская впадина [15, 28]. В этой области прогибания накопились осадки от рифея до современных периода Прикаспийская впадина не отличалась от других участков Восточно-Европейской платформы. В рифее земная кора здесь была пересечена разломами, периферическими и радиальными. Образовались авлакогены типа Пачелмского, частично прямо на его продолжении. Затем грабены сменились более обширным прогибом, который развивался конседиментационно. Со среднего и позднего девона прогибание усилилось и вплоть до кунгура, по-видимому, опережало седиментацию. Прогибание происходило ступенчато, постепенно расширяясь по площади, которая достигла 500 тыс. км<sup>2</sup>. Компенсация прогибания накоплением произошла в кунгуре, когда сформировалась мощная соленосная свита, за которой последовали континентальные и мелководные отложения конца палеозоя и мезокайнозоя.

Самое существенное в строении Прикаспийской впадины состоит в том, что в центральном ее районе, где прогибание было максимальным, судя по сейсмическим данным, отсутствует гранито-гнейсовый слой и осадки лежат прямо на гранулитобазитовом («базальтовом») слое, характеризующем сейсмическими скоростями от 6,5 до 7,5 км/с. Этот слой в том же центральном, наиболее прогнутом районе имеет мощность всего 6—9 км, и раздел Мохо (с сейсмической скоростью в кровле мантии 8 км/с) находится на глубине 26—30 км, тогда как на окраинах Прикаспийской впадины, где присутствует гранито-гнейсовый слой и где мощность гранулитобазитового слоя достигает 15 км, толщина коры вырастает до 40 км.

Есть все основания согласиться с В. С. Журавлевым в том, что «океанический тип строения здесь вторичен и породы фундамента в центральных частях Прикаспийской впадины, отвечающие скоростям 7,2 км/с, по-видимому, возникли в результате переработки гранитного слоя» [15, с. 143]. В. С. Журавлев предполагал, что такая переработка произошла в результате метаморфизма гранулитовой фации. Он же высказал предположение, что другими такими же «особыми» зонами опускания с переработкой коры (названными им «эксагональными впадинами») являются Печорская и Североморская. Достаточно очевидно, что, поскольку первоначально Прикаспийская впадина не отличалась по своему развитию от других участков платформы, ее кора также ничем особым не должна была отличаться. Она стала иной лишь после того (или в процессе того), как испытала прогибание, ненормально глубокое для платформенных синеклиз.

Другим примером, о котором следует упомянуть, является Паннонская депрессия, образовавшаяся в неогене и четвертичном периоде между Карпатской дугой и Динаридами [45]. Депрессия приобрела облик единой структуры современных очертаний со среднего миоцена. Прогибание ее было сперва неоднородным. Весь массив был разбит разломами северо-восточного и северо-западного простираний на глыбы; некоторые из них в течение плиоцена и плейстоцена погрузились на 4 км, тогда как амплитуда прогибания других измерялась сотнями метров. Окончательную однородность Паннонская депрессия приобрела в течение четвертичного периода. Для нас сейчас особый интерес представляет то, что кора под Паннонской депрессией тоньше нормальной: ее мощность 23—26 км. При этом сокращение толщины коры произошло главным образом за счет гранулитобазитового слоя, тогда как гранитный слой сохраняется. Эта особенность, возможно, связана с тем, что прогибание в Паннонской депрессии не столь велико, как в тех случаях, когда исчезает из разреза гранито-гнейсовый слой.

Обратимся теперь к морским примерам.

В центральных областях Черного моря под очень мощной (до 14 км) толщей рыхлых осадков залегает слой с «базальтовыми» скоростями, а раздел Мохо находится на глубине 18—19 км.

На перифериях того же моря в разрезе земной коры появляется гранито-гнейсовый слой мощностью до 10 км, а вся кора имеет толщину 30—45 км. Сейсмический разрез от Крыма в направлении на юг показывает, что под Горным Крымом мощность коры достигает 48 км, из которых 40 км приходится на «базальтовый» слой. Сейчас же южнее Крыма раздел Мохо уступом поднимается до глубины 30 км [29]. Геологические данные позволяют предполагать, что в течение мезозоя, раннего и среднего палеогена на месте Черного моря находился срединный массив, продолжавшийся на запад Грузинскую «глыбу». На его поверхности образовался маломощный чехол мелководных осадков. Отдельные глубокие впадины на поверхности массива формировались в олигоцене и миоцене. Но значительное прогибание, приведшее к образованию современной морской впадины, произошло в плиоцене и четвертичном периоде. Отсутствие гранито-гнейсового слоя в центральных областях моря и общее уменьшение толщины коры в этом случае должны, очевидно, рассматриваться как вторичные явления, связанные с прогибанием.

Очень молодым является Эгейское море. Еще в позднем миоцене здесь была суша, соединявшая Анатолию с Балканским полуостровом. Первая морская трансгрессия произошла в плиоцене. Тогда же поднялась Эгейская островная дуга. В раннем плейстоцене имела место регрессия и море распалось на отдельные озера. Окончательное опускание произошло в среднем плейстоцене [94]. Оно сопровождалось сильным раскалыванием коры, которая сохранила континентальное строение, но мощность ее уменьшилась до 25 км. Кора подстилается мантией, в кровле которой сейсмическая скорость равна 7,7 км/с. Однако положительная изостатическая аномалия, свойственная этой области, указывает на то, что так же, как это было выше отмечено для переходной зоны на западе Тихого океана, глубже разуплотненного слоя должна залегать тяжелая аномальная масса [1]. Образовавшаяся в плиоцене Эгейская островная дуга имеет много общего с островными дугами Тихого океана. Она характеризуется глыбовой структурой и наземным андезитовым вулканизмом. Толщина коры на Крите 30—32 км. С плиоцена существует Геленский глубоководный желоб. Распределение очагов землетрясений указывает на существование зоны Беньофа, которая от Геленского желоба погружается под Эгейское море под углом  $45^\circ$  до глубины около 250 км [101]. Об условиях образования наклонных зон Беньофа мы будем говорить позже при рассмотрении особенностей строения и развития переходных зон тихоокеанского типа. Выводы, к которым мы там придем, вполне справедливы и для этого случая.

Много показательных примеров мы находим в Средиземном море. Хотя неоднократно делались (и продолжают) попытки объяснить происхождение этого моря с позиций «тектоники плит» с помощью горизонтальных перемещений и поворотов отдельных кусков окружающих это море континентов, а также путем предполагаемых перемещений островов, эти попытки не выдерживают

критики с точки зрения региональной геологии и элементарных геологических закономерностей. Неминуемо приходится предполагать очень дробное разделение земной коры на большое число мелких «плит» и произвольно приписывать им сложные и беспорядочные движения. Тем более странно, что в результате случайных перемещений, в конце концов, эти мелкие плиты размещаются в должном порядке и возникшие разрозненно обрывки структур собираются в цельные структурные зоны [71] (Dewey et al., 1973).

Все становится на свои места и делается простым и закономерным, если мы допустим возможность преобразования коры из континентальной в океаническую [93, 100, 110].

Восточная и центральная части Средиземного моря представляют собой погруженные части Африканской платформы, и на эти области распространяется неоднократно отмеченная выше закономерность — уменьшение мощности континентальной коры при ее погружении. В Восточной (Левантийской) котловине мощность осадков достигает 12—16 км, а общая толщина коры, имеющей континентальное строение, уменьшена до 20—27 км [25]. В Ионическом море при той же толщине коры мощность осадков 6—8 км.

Наибольший интерес представляет западная часть Средиземного моря, которая по ряду признаков сходна с окраинными морями Тихого океана. Геологическая история прилегающих участков суши подсказывает, что медленное «предгеосинклинальное» прогибание Западно-Средиземноморских бассейнов началось в перми и триасе, когда здесь должен был господствовать лагунный режим. Возможно, что это прогибание значительно усилилось в юре и мелу. Но палеоген в окружающих складчатых зонах представлен флишевой формацией, содержащей огромный объем обломочного материала, происшедшего явно от размыва пород континентальной коры. Он был принесен из области, занятой сейчас морем, и это указывает на то, что на месте современного морского бассейна в то время находились большие поднятия. Тогда, вероятно, и был уничтожен покров мезозойских отложений, который, по-видимому, отсутствует в Алжиро-Провансальском бассейне и заведомо отсутствует в Тирренском и Альборанском морях. Поднятие расширялось, и к концу палеогена оно захватило и флишевые прогибы. В это время в Бетских горах и Алжирском Атласе образовались тектонические покровы, сложенные метаморфическими сланцами, по-видимому, палеозойского возраста. Корни этих покровов опять же должны были находиться в местах, ныне занятых глубоким морем. Зоны прогибания мигрировали еще дальше в сторону окружающих платформ, и в них накапливались молассы. На берегу Тирренского моря на западном склоне Аппенин обнаружены конгломераты раннего и среднего миоцена, содержащие гальки метаморфических и гранитоидных пород, принесенные со стороны современного моря. И только с позднего миоцена появляются признаки того общего опускания в пределах Западного Средиземноморья, которое привело в конце концов

к образованию морских котловин в их современном виде. При этом важным этапом явились лагунные условия конца миоцена — начала плиоцена, когда почти повсеместно на дне моря образовывалась мощная «мессинская» толща эвапоритов. Значительное углубление произошло только в конце плиоцена и в плейстоцене [см. 11, т. 3, с. 71—80].

Бурением обнаружен метаморфический фундамент континентального типа в Альборанском море и в ряде районов, близких к окружающей суше и крупным островам. Скв. 121 Проекта глубоководного океанского бурения, заложенная в Альборанском море, при глубине воды около 1 км, пройдя 867 м осадков четвертичных, плиоценовых и тортона, вошла в разрушенную поверхность фундамента, сложенного гнейсами, гранитами и перидотитами. Возраст гранитов и гнейсов, вероятно, докембрийский. В нижней части континентального склона к югу от Менорки, а также в Лигурийском море южнее Генуи бурением вскрыты метаморфические породы палеозоя. Такие же породы обнаружены скв. 133 западнее Сардинии на глубине 2544 м. В Тирренском море на глубинах свыше 3000 м с помощью драгирования было установлено значительное количество «пятен» палеозойских метаморфических пород, выходящих среди миоценовых толентов базальтов [25, 107] (1974).

Континентальная кора, окружающая Средиземное море и подстилающая крупные острова, имеет мощность 27—37 км. Под Альборанским морем континентальная кора вдвое тоньше — 17 км. Под остальными морями Западного Средиземноморья по своим геофизическим свойствам кора имеет океанический характер и ее толщина от 11 до 15 км.

Приведенные данные с очевидностью показывают, что глубокие бассейны западной части Средиземного моря должны были образовываться в результате недавнего (плиоценового и четвертичного) погружения континентальной коры и ее преобразования в кору океаническую. При этом кора усиленно раскалывалась; рельеф дна Средиземного моря и различно ориентированные полосы магнитных аномалий указывают на то, что дно моря пересечено сетью разломов. По данным М. Берри и Л. Кнопва [63], верхние слои мантии под Алжирско-Провансальским бассейном сильно разуплотнены; сейсмические скорости в них снижены до 7,5—7,8 км/с и эта разуплотненная зона поднимается до глубины 30 км от поверхности. По направлению к окружающим континентам ее кровля опускается до глубины 100 км.

Тирренское море «подсечено» наклонной зоной Беньофа, которая к поверхности выходит вдоль так называемой Калабро-Сицилийской дуги и под морем достигает глубины 580 км [101].

В Эгейском море и во всей западной части Средиземного моря плотность теплового потока обычно превышает 2 мккал·с<sup>-1</sup>·см<sup>-2</sup>.

Чрезвычайно поучительно было бы рассмотреть строение и историю Северного Ледовитого океана [11, т. 3, с. 101—112; 18, с. 58—76; 33; 87; 97].

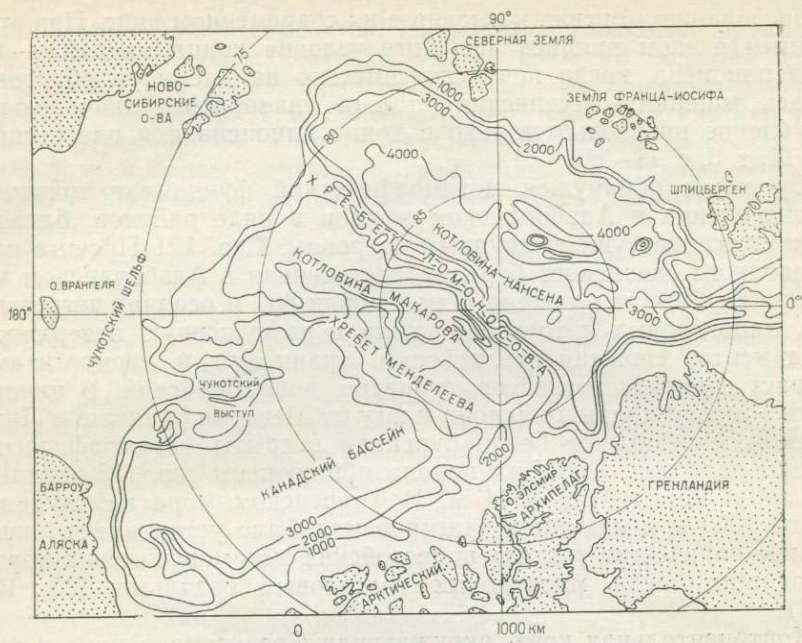


Рис. 29. Батиметрическая схема Северного Ледовитого океана. По Э. Кингу и др. (1966 г.).

Прежде всего, этот океан представляет собой внутреннее море, полностью окруженное континентальными массивами (рис. 29). Действительно, в окружающих этот океан широких шельфах есть лишь один разрыв, а именно трог Лены, разделяющий шельфовый вал Нансена и Гренландский шельф. Ширина трога всего 3 км, глубина около 2,5 км. Он лежит на северном простираии Средне-Атлантического хребта и считается продолжением рифта. Однако линейные магнитные аномалии в нем прерываются; кроме того, сближенность континентальных шельфов показывает, что если в этой части океана и был спрединг, то ничтожного размера. Это обстоятельство позволяет утверждать, что центральная область Северного Ледовитого океана, где имеются океанические глубины и где кора океаническая, не могла «раскрыться» путем спрединга: сплошное континентальное кольцо, окружающее ее, этому предположению препятствует.

Продолжение рифтового хребта предполагается в хребт Гаккеля, протянувшийся вдоль оси Евразийской котловины. Полоса эпицентров землетрясений и неровности рельефа, а также линейные магнитные аномалии используются как обоснование этого предположения. Но каковы функции этого рифтового хребта? Высказывается гипотеза, что подводный хребт Ломоносова,

имеющий заведомо континентальную кору\*, первоначально при-  
мыкал к Сибирскому шельфу, составляя его часть, а затем путем  
спрединга был от него отторгнут и передвинут на середину глу-  
боководного бассейна, в результате чего и была образована Евра-  
зийская котловина [18, с. 58—76]. Но при этом упускаются из виду  
по крайней мере два обстоятельства: во-первых то, что хребет  
Ломоносова, будучи структурой континентальной природы, с обоих  
концов упирается в шельфы Сибирский и Гренландский и явно  
с ними непосредственно связан и, во-вторых, существуют весьма  
убедительные аргументы в пользу того, что вся область океана  
по другую (Канадскую) сторону от хребта Ломоносова, включая  
хребет Менделеева и Амеразийскую котловину, подстилается кор-  
ой континентального типа. Это видно из характера магнитных  
аномалий над хребтом Менделеева [33]. Эти обстоятельства окон-  
чательно отрицают всякую возможность применить к Северному  
Ледовитому океану гипотезу спрединга в любом ее виде.

В попытках ее оправдать хребту Менделеева приписывается  
роль то бывшей оси спрединга; то бывшей зоны субдукции. Уже  
само это противоречие указывает на то, сколь произвольны подоб-  
ные «ярлыки». На самом деле нет никаких реальных оснований  
считать, что природа хребта Менделеева отличается от природы  
хребта Ломоносова. И тот и другой представляют собой ответвле-  
ния континентального шельфа.

Таким образом, формирование Северного Ледовитого океана  
может предполагаться, как и происхождение Средиземного моря,  
только путем прогибания континентальной земной коры и ее  
преобразования в кору океаническую. Начало этого процесса  
зафиксировано в строении Баренцева шельфа, о котором гово-  
рилось выше и где наблюдается уменьшение мощности континен-  
тальной коры в связи с ее прогибанием. Плоская поверхность  
хребта Ломоносова, находящаяся на глубине около 1200 м, несет  
на себе следы морской абразии, что позволяет говорить о призна-  
ках опускания коры в центральных областях океана. В. Д. Дибнер  
[14] отметил случаи распространения некоторых структур, отра-  
женных в магнитных аномалиях, с шельфа через континентальный  
склон в область океанической коры. При этой трактовке Евра-  
зийскую котловину следует рассматривать как область, погружив-  
шуюся наиболее глубоко, и ее кора испытала наибольшую степень  
преобразования. Меньшее опускание было в Канадской котлови-  
не. А хребты Ломоносова и Менделеева представляют собой остан-  
цы от погружения, сохранившие свое высокое положение. Наимень-  
шая степень опускания — на шельфах, окружающих океан. Одна-  
ко, по данным В. Д. Дибнера, в строении Баренцева шельфа  
и континентального склона имеются разнообразные признаки  
дробления, усиливающиеся по направлению к склону, из которых  
особый интерес представляют глубокие рвы, пересекающие шельф  
и, возможно, намечающие те разломы, по которым позже про-

\* Она имеет толщину 15—18 км и в ней кроме осадочного слоя, выделя-  
ются слои «гранитный» (6,3—6,4 км/с) и «базальтовый» (6,7—7,0 км/с).

изоидет «обрушение» отдельных глыб коры. Чукотское поднятие следует рассматривать как одну из таких глыб, отчленившуюся от шельфа.

Подводя итоги изложенному в этой и предыдущей главах, мы можем сказать, что существуют вполне убедительные данные, свидетельствующие в пользу наличия в природе процесса преобразования континентальной коры в океаническую. О возможных механизмах такого преобразования будет говорить дальше. Сейчас же на основании тех примеров, которые были рассмотрены, мы можем наметить, какие стадии проходит земная кора в процессе своей «океанизации». Это — уменьшение мощности, появление в основании коры слоев с повышенными сейсмическими скоростями, сильное дробление, разделение на глыбы и их постепенное «обрушение».

Эти процессы в переходных зонах тихоокеанского и колумбийского типов как-то связаны с повышенным тепловым потоком, разуплотнением в кровле мантии, с наличием тяжелых масс в более глубоких слоях мантии. Они связаны также с магматизмом и сейсмичностью. Тихоокеанские переходные зоны отличаются наличием сейсмических очагов средних и больших глубин, распределенных вдоль наклонной зоны Беньофа. На внешней границе тех же переходных зон наблюдается резкий контраст теплового режима: высокий тепловой поток переходной зоны соседствует с нормальным потоком открытого океана с древней корой. Переходные зоны атлантического типа сейчас характеризуются спокойным тепловым режимом, почти полным отсутствием магматизма и сейсмичности. Но в истории их развития существовала стадия (рифтовая), когда обстановка, возможно, была иной, не столь спокойной.

Все эти обстоятельства должны быть приняты во внимание, когда мы поставим вопрос о механизме, причинах и значении всех тех преобразований, о которых шла речь в этой главе.

## Глава V. Условия океанизации

### История вопроса

В предыдущей главе были представлены данные, которые, как нам кажется, достаточно убедительно свидетельствуют в пользу существования в природе процесса преобразования континентальной коры в океаническую. Совершенно ясно, что если такой процесс действительно существует, то многие основные явления, объяснение которых сейчас безнадежно вязнет в беспорядочных движениях мелких «плит», в перескакивающих с места на место и меняющих свою активность осей спрединга, в «качающихся» зонах Беньофа, становятся простыми и закономерными.

Вопрос о преобразовании континентальной коры в океаническую ставится здесь далеко не впервые. Он имеет длительную

историю. Она началась, когда еще ничего не было известно о геофизическом и петрологическом различии между континентальной и океанической корой и когда с этой точки зрения идея океанизации не встречала никаких препятствий.

Например, Э. Ог рассматривал океаны как современные геосинклинали, вполне сходные с континентальными геосинклиналями. Представления об однородности континентальной и океанической коры продолжали существовать в некоторых работах и после того, как были установлены различия в строении и составе этих двух типов коры. Этому представлению придерживался и Г. Д. Афанасьев [4], который считал, что океаническая кора — это та же континентальная, но находящаяся в иных термодинамических условиях.

Поскольку разнородность двух типов коры в 20-х годах нашего века была установлена с полной очевидностью, в дальнейшем исследователи стремились решить вопрос о взаимоотношении континентальной и океанической коры и о возможности преобразования одной в другую. В тот период (в 20—50-х гг.), когда идеи дрейфа материков были не популярны, срезание континентальных структур на окраинах атлантического типа естественно вело к поискам возможностей преобразования континентальной коры в океаническую. По-видимому, одним из первых этот вопрос поставил А. Д. Архангельский, который решал его следующим образом: «...погружение сиалических масс, находившихся некогда между континентами Старого и Нового Света, сопровождалось глубоким изменением свойств тех горных пород, которые слагали нижние части этих массивов. Какие процессы обусловили увеличение плотности этих горизонтов, мы точно не знаем, но наиболее вероятным представляется предположение, что погружение сопровождалось внедрением с глубины огромных масс тяжелых магматических продуктов, перегрузивших кору. На вероятность такого предположения указывает то обстоятельство, что на оставшихся выше уровня моря древних платформах Южной Америки, Африки, Сибири и Австралии в эпохи погружений происходили массовые излияния базальтовой магмы» [3, с. 339].

Из дальнейшего будет видно, что в этих строках в очень общей форме имеется в виду тот процесс океанизации, который мы называем «базификацией», считая его наиболее вероятным механизмом преобразования континентальной коры в океаническую.

Однако и тогда, и позже весьма авторитетные ученые считали такой процесс преобразования физически невозможным. В то же время геологические процессы, наблюдаемые в области островных дуг на западе Тихого океана, наводили на мысль об обратном преобразовании океанической коры в континентальную через геосинклинальный цикл развития. Эти представления особенно укрепились после того, как, начиная с 60-х годов, широко стало приниматься, что эвгеосинклинали образуются на океанической коре и только в дальнейшем, с появлением известково-щелочных магм среднего и кислого состава, эта кора постепенно меняет

свой состав, превращаясь в континентальную. Что касается срезания континентальных структур на побережьях атлантического типа, то этот вопрос стал решаться принципиально иначе — в свете идей дрейфа континентов: последние раздвигаются, разрывая цельные структуры, и между раздвинутыми континентами образуется океан с океанической корой. В этом случае континентальная кора остается континентальной и замены ее на месте океанической не происходит — океаническая кора образуется там, где континентальной коры уже нет.

Впрочем, необходимо оговориться, что в некотором малом масштабе преобразование континентальной коры в океаническую допускалось и допускается сейчас в мобилистских концепциях, а именно в той форме, что при распаде Гондваны края разделяющихся континентов растягиваются, утоняются и в этой обстановке происходит частичное замещение континентальной коры океанической на месте.

Однако изложенный выше материал показал, что такие случаи «ограниченной океанизации» далеко не охватывают весь тот цикл явлений, который заставляет думать об океанизации. Последняя, несомненно, проявляется в гораздо большем масштабе: на значительных площадях в океанах, а также во всех окраинных и внутренних морях — и при этом проявляется в преобразовании земной коры на месте, заведомо без ее разделения и далекого раздвижения.

Попытки найти механизм такой массовой океанизации начались еще в 50-х годах. Мы рассмотрим основные из них и постараемся их оценить.

Оставим в стороне такие слишком общие формулировки, как «подкоровая эрозия» или «деструкция» и «распад континентальной коры». Так придется поступить в связи с недостаточной конкретностью предполагаемых процессов, что лишает возможности их рассматривать по существу.

В 50-х годах В. В. Тихомиров [48] выступил с идеей об основном метасоматозе, который, по мнению этого автора, может приводить к оливинизации пород континентальной коры. О том же позже писала С. В. Москалева (1965 г.). Такой метасоматоз действительно наблюдается в небольшом масштабе в непосредственной близости к ультраосновным интрузиям, и, возможно, в глубоких слоях коры он проявляется в большем объеме. Однако возникает серьезное затруднение, связанное с судьбой того кислого и среднего материала, который при этом должен в очень большом количестве выделяться из континентальной коры. Нет никаких признаков того, что предполагаемая океанизация сопровождается накоплением где-либо по соседству этого материала. Например, океанизация в области Средиземного моря падает на плиоцен и плейстоцен и охватывает колоссальный объем континентальной коры. Нечего и говорить, что в окрестностях этого моря нет и в помине плиоценовых и плейстоценовых скоплений кислых и средних пород таких объемов.

Г. Рамберг [104] предположил, что гранитный слой может быть уничтожен в результате излияния поверх него базальта, который, застывая, становится тяжелее пород гранитного слоя и оттесняет эти породы в стороны. В. В. Жданов (1965 г.) указал признаки проявления такого механизма в докембрии Кольского полуострова, где на малой площади гранито-гнейсовый слой действительно оказался выдавленным в стороны под тяжестью основных излияний. Этот механизм не может быть применен к случаям океанизации на больших площадях из-за невозможности обнаружить соответствующие накопления выжатых кислых пород.

В 1969 г. были опубликованы доклады, состоявшиеся на симпозиуме по происхождению западной части Средиземного моря, в которых главной темой были вопросы океанизации [113]. В докладах, среди которых своей широтой выделялся доклад Р. В. Ван Беммелена, были рассмотрены различные предположительные механизмы океанизации.

Один из таких механизмов предусматривает большое поднятие и глубокую эрозию, уничтожающую весь или почти весь гранито-гнейсовый слой континентальной коры. Поднятие происходит вследствие большого разогрева мантии. Позже наступает остывание мантии и, в силу изостазии, ставшая тонкой и состоящая только из базальтового слоя кора опускается на океанические глубины и покрывается водой. Эта идея еще раньше была высказана К. Хсю (К. J. Hsü, 1965), а на самом симпозиуме развита Р. Шуилингом. Однако уже на том же симпозиуме высказывались возражения. Трудно представить себе условия, при которых в течение долгого времени утоняющаяся земная кора поддерживалась бы против сил изостазии в поднятом состоянии. Весь объем гранито-гнейсового слоя мощностью около 20 км должен быть смыт и где-то переотложен. Это затруднение того же типа, что и затруднения, встречаемые гипотезами, изложенными выше: нигде таких скоплений обломочного сиалического материала вокруг областей предполагаемой океанизации нет. Не менее важно то, что, предполагая уничтожение верхних слоев коры, эта схема оставляет нетронутыми ее нижние слои. Она, таким образом, основывается на представлении об одинаковом составе нижней континентальной земной коры и коры океанической. Между тем мы сейчас знаем, что такое предположение неправильно: нижняя часть континентальной коры состоит преимущественно из метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма, среди которых залегают массивы основных и ультраосновных магматических пород, тогда как океаническая кора сложена почти полностью основными и ультраосновными породами, а метаморфические породы континентального типа в ней отсутствуют. Так что чисто механическим уничтожением верхних слоев коры получить океаническую кору на месте континентальной невозможно. Но можно думать, что эрозия, уничтожая существенную часть поверхностных кислых пород, способна играть роль вспомогательного фактора в процессе океанизации.

В той же дискуссии и в более поздних своих работах Р. В. Ван Беммелен [117] выделил два типа океанизации — атлантический и средиземноморский. Первый тип — это дрейф континентов, их раздвижение, когда между раздвигающимися континентами образуется новая океаническая кора. Мы уже заметили выше, что едва ли правильно этот процесс вообще называть океанизацией, поскольку континентальная кора остается без изменения и только перемещается, а океаническая кора образуется там, где континентальной коры уже нет. Этот тип «океанизации», по Р. В. Ван Беммелену, проявляется в истории Атлантического и Индийского океанов. Второй тип выражен в «подкорковой эрозии» континентальной коры. Предполагается, что материал мантии испытывает циркуляцию конвекционного характера, и течения, проходящие непосредственно под корой, постепенно разрушают кору снизу, откалывая от нее глыбы, которые затем увлекаются нисходящими течениями в глубь мантии, чему способствуют фазовые изменения в веществе коры, точнее не указанные, но происходящие с повышением плотности. В конце концов отторгнутый материал коры растворяется в мантии. Этот тип океанизации, по Р. В. Ван Беммелену, проявляется не только в Средиземном и других внутренних морях, но и на всей площади Тихого океана.

Этот последний процесс довольно близок в принципе к тому процессу, который, как будет видно ниже, мы считаем наиболее вероятным. В изложении Беммелена, однако, не достает необходимых термодинамических и механических расчетов и многие детали остаются неосвещенными. Поэтому, хотя эти представления и составляют шаг вперед по отношению к слишком общим суждениям о «подкорковой эрозии» Гиллули, они все же еще недостаточно определенные.

Интересные соображения о процессах океанизации вообще, и в Средиземном море в частности, мы находим также в работах Дж. К. Максвелла [93], К. М. Стореведта [110], А. Р. Ритсема [113, pp. 105—120].

И. А. Резанов [34] предложил два решения проблемы океанизации. Первое из них состоит в предположении, что в областях, которые «предназначены» к океанизации, нижняя часть коры сложена в основном серпентинитами. Тогда при повышении температуры до  $500^{\circ}\text{C}$  произойдет десерпентинизация и легкие (плотность  $2,6 \text{ г/см}^3$ , со скоростью продольных волн  $6,0\text{—}6,8 \text{ км/с}$ ) серпентиниты в результате потери воды превратятся в тяжелые ультраосновные породы с плотностью  $3,3 \text{ г/см}^3$  и сейсмической скоростью свыше  $8,0 \text{ км/с}$ . То есть нижняя часть коры и по составу, и по геофизическим свойствам присоединится к мантии, граница Мохо поднимется и толщина континентальной коры уменьшится, что приведет к ее опусканию.

Несомненно, что процессы серпентинизации и десерпентинизации могут играть существенную роль в жизни континентальной коры. Однако не видно оснований к тому, чтобы этот процесс мог явиться причиной океанизации. Сама исходная позиция,

состоящая в предположении о больших объемах серпентинитов в нижних слоях континентальной коры, не имеет за собой фактических данных. Судя по вулканическим выбросам, нижняя кора сложена метаморфическими породами высоких степеней метаморфизма, а также основными изверженными породами и амфиболитами [21]. Ультраосновные породы поступают, по-видимому, из мантии, и они характеризуются свежей структурой, в которой нет признаков того, что породы эти были ранее серпентинизированы, а затем десерпентинизированы. Что касается серпентинитов, как таковых, то в глубоких выбросах они почти не встречаются, что понятно, поскольку в процессе регионального метаморфизма нижние слои коры подвергаются обезвоживанию. Наблюдаемые в земной коре серпентиниты представляют собой продукты относительно поверхностного изменения ультраосновных пород, происходящего в зоне обильной циркуляции воды, т. е. едва ли глубже 15—20 км. Следует также иметь в виду, что появление в нижних слоях коры больших объемов серпентинитов должно было бы привести к механической неустойчивости в связи с низкой плотностью этой породы. Наконец, не менее существенно то, что данный механизм предусматривает изменения в нижних слоях коры, оставляя верхние ее слои нетронутыми. Очевидно, что, даже если этот процесс проявлялся бы, он не мог бы привести к полному преобразованию континентальной коры в океаническую.

Другой механизм океанизации И. А. Резанов связывает с явлением метаморфической дифференциации, в результате которого в породах происходит разделение на кислые и основные составные части. Такое разделение часто приводит к полосчатости, когда полосы аплитового состава чередуются с полосами, образованными амфиболами, пироксенами и другими фемическими минералами. Предполагается, что такая полосчатость типична для глубоких слоев коры. Если в результате прогрева коры полосы, сложенные светлыми силикатными минералами, выплавятся или подвергнутся вымыванию гидротермами, то на месте останется фемический материал и таким образом произойдет повышение основности коры. Ее состав может приблизиться к составу ультраосновных пород мантии. А выделившийся кислый материал частью растворится в морской воде, а частью будет поглощен морскими организмами.

Не очень ясно, при каких термодинамических условиях предполагается этот процесс и в чем в точности он состоит. Если речь идет о выплавлении силикатных составных частей, то необходимы температуры не ниже 700°С. Ясно, что такая температура при прогревании коры снизу не может распространиться до поверхности. В крайнем случае прогревание этого уровня достигнет глубины 5 км и, следовательно, верхние 5 км континентальной коры не подвергнутся изменению. Впрочем, сказать что-либо определенное по поводу этого процесса, не зная какие минеральные соединения участвуют в реакциях, невозможно. Поэтому попробуем подойти к оценке данного механизма иначе.

Средний состав континентальной коры близок андезиту. Это значит, что среднее содержание кремнезема в континентальной коре около 60 %. Ультраосновные породы, образующие остаток после выделения кремнезема, содержат последнего около 40 %. Следовательно, операция состоит в том, чтобы изъять из коры те 20 вес. процентов, которые приходятся на долю «лишнего» кремнезема. При средней плотности коры, равной  $2,8 \text{ г/см}^3$ , и минимальной толщине должно выделиться  $1,7 \text{ т}$  кремнезема на каждый сантиметр поверхности. Если все океаны и моря образовались в результате подобного процесса и существенного перераспределения кремнезема на площади не могло быть, то при средней глубине новообразованных водоемов  $5 \text{ км}$  на каждый литр воды должно было выделиться не менее  $30 \text{ г}$  кремнезема. В настоящее время океаническая вода содержит в растворе кремнезема не более  $3 \text{ мг/л}$ , а максимально в воде могут быть растворены  $100\text{—}120 \text{ мг/л}$ . Следовательно, практически весь выделившийся кремнезем должен был быть связан в осадке, т. е. мощность кремнистых отложений на дне водоемов должна была бы быть в среднем около  $6 \text{ км}$ . Эти цифры в сравнении с тем, что наблюдается, настолько фантастичны, что мы можем смело отказаться и от этого предположения о механизме океанизации.

В свое время автор высказал предположение, что существенным, если не основным, процессом в океанизации может быть переход пород континентальной коры в эклогиты [5]. Эта мысль встречалась также в ряде работ зарубежных авторов [99], а в последнее время получила особенно полное свое развитие в работах Е. В. Артиюшкова [2]. Идея заключается в том, что при переходе габбро в эклогит значительно повышается плотность: с  $2,9$  до  $3,4 \text{ г/см}^3$  и даже несколько больше. Повышение плотности должно вызывать опускание поверхности уже в силу уменьшения объема пород, испытывающих фазовый переход. Но в еще большей степени опускание вызывается погружением всей коры, увлекаемой тонущими в мантии ее нижними слоями. Кроме того, сейсмические скорости в эклогите близки к скоростям в перидотите, в связи с чем вновь образованная толща эклогитов по своим геофизическим свойствам присоединяется к верхней мантии.

Однако ирония заключается в том, что более углубленное изучение этого механизма, вопреки намерениям авторов, показало, что и от него (во всяком случае в предложенной форме) необходимо отказаться. Дело в том, что переход габбро в эклогит требует определенного сочетания температуры и давления и от этого сочетания зависит скорость, с которой эта реакция происходит. Скорость же имеет существенное значение: история окраинных морей в переходных зонах тихоокеанского типа показывает, что океанизация может происходить геологически очень быстро. Моря, образовавшиеся в миоцене, прошли весь цикл океанизации за время не более  $10\text{—}15 \text{ млн. лет}$ .

Кинетика этого фазового перехода была исследована С. В. Солевым [42]. Было установлено, что при тех температурах в ниж-

них слоях коры, которые характерны для условий платформ (400—500 °С), скорость этой реакции ничтожно мала. Она увеличивается с повышением температуры, и когда последняя поднимется до 800 °С, то время перехода становится порядка  $10^6$  лет. Именно такая скорость нам необходима. Но беда в том, что на приводимом в той же статье графике, взятом из работы К. Ито и Дж. К. Кеннеди [19], видно, что при температуре 800 °С эклогитизация требует давления не менее  $2 \cdot 10^9$  Па. А такого давления в коре, конечно, нет. В основании коры давление может достичь  $1 \cdot 10^9$  Па, но при этом давлении эклогитизация идет при температуре в 500 °С, т. е. мы возвращаемся к условиям, когда характерное время реакции удлиняется до  $10^9$  лет, что геологически неприемлемо.

Океанизация повсеместно, как в окраинных, так и внутренних морях, связана с повышенным тепловым потоком, т. е. с сильным прогревом земной коры. Это обстоятельство само по себе вступает в противоречие с характером предполагаемого фазового перехода, требующего высоких давлений, но низкой температуры.

Материал континентальной земной коры может подвергнуться эклогитизации, но при условии, если он предварительно будет опущен на глубину не менее 60 км. Следовательно, этот механизм как основной и начинающий океанизацию неприемлем.

### Базификация континентальной коры

Автор в течение многих лет высказывал идею, что в основе океанизации континентальной коры лежит процесс базификации, т. е. пропитывания коры основным и ультраосновным материалом, поднимающимся из мантии, находящейся в состоянии сильного термического возбуждения. В результате базификации и некоторых сопутствующих явлений плотность коры, а вместе с тем и всей литосферы сильно возрастает, становится больше плотности астеносферы, и литосфера, включая кору, разламываясь на глыбы, постепенно тонет в мантии и в ней растворяется, тогда как на месте континентальной коры образуются новая кора уже океанического типа и водный слой над ней. В сущности, это возвращение к идее А. Д. Архангельского, но с попыткой приблизить ее к современным данным. Рассмотрим этот механизм более подробно.

Из предыдущего было видно, что те области, которые по нашему предположению испытали океанизацию в недавнее геологическое время, характеризуются пониженными сейсмическими скоростями в верхних слоях мантии и повышенным тепловым потоком. Местами в окраинных морях на западе Тихого океана скорости продольных волн в кровле мантии уменьшаются до 7,3 км/с, т. е. оказываются на 0,8 км/с или на 10 % ниже нормальных. А тепловой поток приблизительно в два раза превышает нормальный. Оба эти явления непосредственно связаны друг с другом.

Именно это тепловое возбуждение мантии, как нам кажется, играет основную роль в процессе океанизации. Известно, что с некоторого уровня температуры начинается частичное плавление пери-

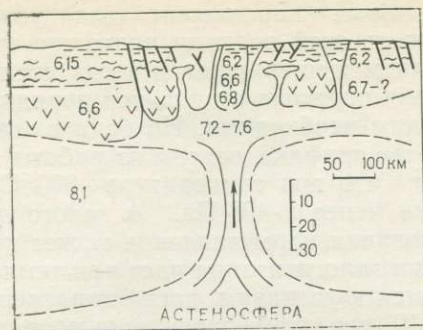


Рис. 30. Мантийный диапир под рифтом Афары (гипотетический разрез). По Г. Беркхемеру и др. (1975 г.).

Шифры — сейсмические скорости (км/с)

дотитов верхней мантии с выделением жидкого базальта. Чем выше температура, тем до некоторого предела больше выделяется расплава. Одновременно понижается средняя плотность материала верхней мантии. Так образуется астеносферный слой. Однако обычно предполагается, что нормальная плотность астеносферного слоя, несмотря на содержащийся в нем базальтовый расплав, выше плотности литосферы, в связи с чем устойчивость последней не нарушается [2]. Наша идея состоит в том, что при некоторой степени нагрева мантии плотность верхних слоев астеносферы настолько падает, что между астеносферой и литосферой возникает инверсия плотностей, что ведет к погружению глыб литосферы в такую «аномальную» астеносферу. Хотя точные расчеты едва ли сейчас возможны, попробуем оценить такую возможность хотя бы в грубом приближении.

Глубинное строение окраинных морей изучено недостаточно. Гораздо полнее исследована обстановка появления «аномальной» разуплотненной мантии в областях континентальных рифтов и срединных океанических хребтов. Из этих исследований мы можем позаимствовать полезные для нашей цели данные.

Изучение как континентальных, так и океанических рифтов привело к заключению, что кровля «аномальной» мантии в этих областях поднимается вплоть до подошвы земной коры. При этом до недавнего времени считалось, что такой подъем кровли разуплотненной мантии осуществляется путем прорыва из астеносферы по узкому каналу вверх с дальнейшим распространением разогретого мантийного материала подземной корой (рис. 30). Действительно, существующие геофизические данные для Рейнского рифта, для области Афары, а также для Срединно-Атлантического хребта могут быть интерпретированы как указание на то, что аномальная мантия образует под маломощной земной корой линзу толщиной 20—30 км.

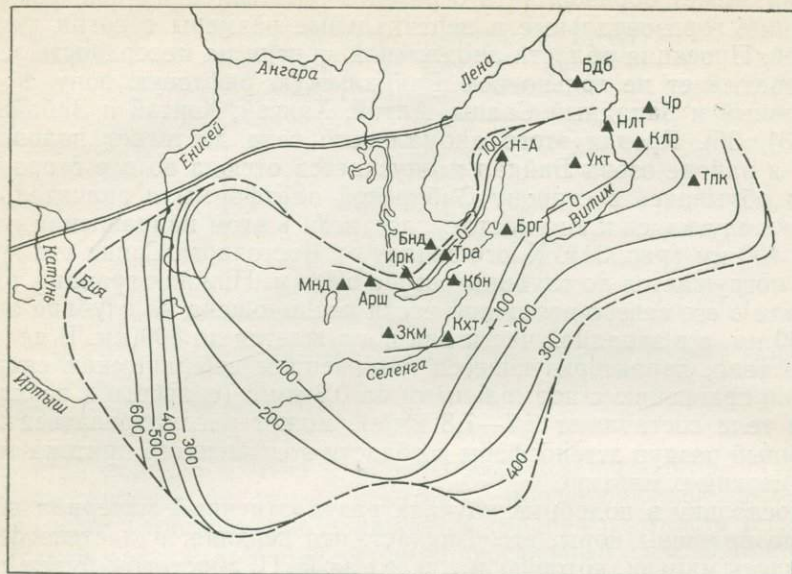
Однако новейшие исследования в зоне Байкальского рифта, наиболее изученного среди всех рифтов, показали, что аномальная

мантия может образовывать огромные тела неправильной формы, имеющие горизонтальные и вертикальные размеры в сотни километров. Проекция области аномальной мантии на поверхность земли охватывает не только всю Байкальскую рифтовую зону, но и Восточный и Западный Саяны, Алтай, Хангай, Хэнтэй и Забайкалье [31, 35]. Кровля этого аномального тела достигает подошвы коры в районе озера Байкал и опускается отсюда во все стороны, круто обрываясь в сторону Сибирской платформы и значительно положе опускаясь к юго-востоку, достигая в этом направлении глубины 400 км (рис. 31). К юго-западу от Восточного Саяна эта граница погружается до глубины свыше 600 км. Нижняя граница того же тела в его северо-восточной части расположена на глубине около 400 км, а в западной части она погружается до 800 км. В целом такое тело, характеризующееся понижением сейсмических скоростей по сравнению с нормальными на 0,3 км/с (скорости в верхней части тела составляют 7,7—7,8 км/с), может рассматриваться как огромный раздув астеносферы в области повышенного притока тепла в верхнюю мантию.

Поскольку в подобных случаях разуплотненный материал поднят до подошвы коры, это означает, что верхняя, надастеносферная часть мантии, которую мы вслед за Е. Н. Люстихом будем называть субстратом, поглощена аномальной мантией. Это может произойти как постепенным проплавлением субстрата, так и путем обрушения его в сильно разогретую мантию, пока он еще находится в твердом состоянии.

Этот последний случай, очевидно, требует инверсии плотности на границе между астеносферой и субстратом. Плотность нормальной мантии в ее верхних слоях можно считать равной  $3,33 \text{ г/см}^3$ . По расчетам для Байкальского рифта плотность аномальной мантии, сейсмические скорости в которой равны 7,7—7,3 км/с, меньше нормальной на  $0,03—0,04 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, инверсия плотностей существует. Она заметно возрастет в тех случаях, когда сейсмические скорости в кровле аномального тела снизятся до 7,8 км/с, что, как мы видели, наблюдается в некоторых местах под окраинными морями. Как показал Ф. Берч (1972 г.), такое снижение скоростей означает, что выплавление базальта достигло 15% и это должно привести к уменьшению плотности на  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Температура выплавления базальта из перидотита (солидус перидотита) на глубине подошвы континентальной коры (35—40 км) в сухой обстановке около  $1230^\circ\text{C}$ . Но в присутствии воды она снижается до  $850—950^\circ\text{C}$  [24]. По расчетам температура под Байкалом на глубине 40 км достигает  $1000—1100^\circ\text{C}$ . По данным магнито-теллурического зондирования на разделе Мохо под Байкальским рифтом температура равна  $1100—1200^\circ\text{C}$ . Выплавление базальта в этих условиях вполне возможно и мы допускаем, что приток тепла может быть достаточным для образования расплава в объеме 15%. Тогда на границе между аномальной мантией и субстратом возникнет инверсия плотностей существенной величины, что определит проявление первой стадии базификации; охватывающей субстрат.

а



б

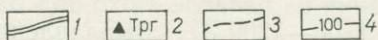
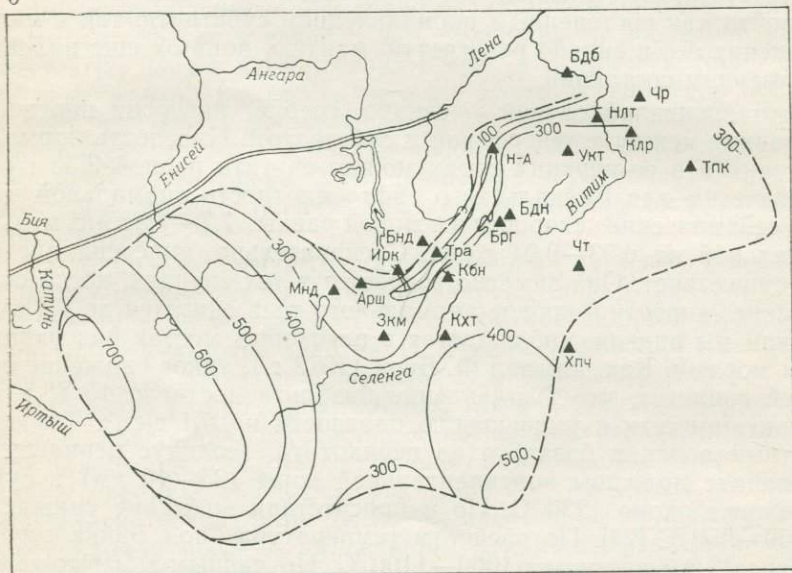


Рис. 31. Схема строения верхней (а) и нижней (б) границ области аномальной мантии в Южной Сибири.

1 — профили сейсмических станций в районе Памир — Байкал; 2 — станции Прибайкальской сети с сокращенными названиями населенных пунктов; 3 — граница проекции низкоскоростной неоднородности на поверхности земли; 4 — линии равной глубины от подошвы коры (в км). По [31]

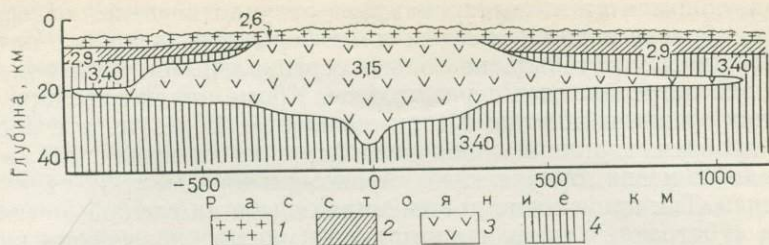


Рис. 32. Модель строения срединного океанического хребта по сейсмическим и гравиметрическим данным. По М. Тальвани и др. (1965 г.).

1 — второй слой океанической коры; 2 — третий слой океанической коры; 3 — аномально разуплотненная мантия; 4 — нормальная мантия. Цифры — плотность ( $\text{г/см}^3$ )

Геофизические профили через Срединно-Атлантический хребет, составленные разными авторами, показывают, что в осевой части хребта исчезает третий океанический слой и вместо него наблюдаются слои со скоростями 4,5—5,5 км/с сверху и со скоростью 7,3 км/с глубже. Мощность верхнего слоя 5,5 км. Совместное использование гравиметрических и сейсмических методов позволяет установить, что слой со скоростью 7,3 км/с имеет плотность 3,15—3,20  $\text{г/см}^3$  и залегает в форме линзы толщиной 30—40 км. Ширина линзы достигает 2000 км. На рис. 32 видно, что по расчетам линза легкого материала не только подстилается мантией с нормальной плотностью (3,4  $\text{г/см}^3$ ), но на своих краях также и покрывается материалом с той же плотностью. Таким образом, и в этих моделях предполагается инверсия плотностей между аномальной мантией и покрывающими ее слоями литосферы.

В соответствии с более новыми исследованиями [65] мантия под осью срединного океанического хребта на глубине 20 км имеет плотность 3,05  $\text{г/см}^3$ , а выше ее плотность достигает 3,25  $\text{г/см}^3$ . Плотности оказываются несколько меньше, чем ранее предполагавшиеся, но инверсия плотностей имеет ту же величину. Укажем также, что под океаническими рифтами на глубине 20 км предполагается температура 1210 °С, а на глубине 40 км температура поднимается до 1250 °С. В этих условиях степень частичного плавления колеблется в пределах от 8 до 20 %.

Из этих примеров, по аналогии условий мы можем заключить, что и в окраинных, и внутренних морях в период их океанизации вполне могла создаваться обстановка для инверсии плотностей между аномальной мантией и субстратом.

При рассмотрении условий образования рифтов предполагается, что растекание разуплотненного материала под корой ведет к ее растяжению и раскалыванию. Растяжение компенсируется образованием нормальных сбросов и смещениями по ним. Оно охватывает полосу земной коры обычно в сотни километров в ширину и постепенно рассасывается в мелких деформациях окаймляющих пород. Совершенно такой же процесс растяжения можно представить себе и на более глубоком уровне — в основании литосферы.

В образующиеся трещины проникает разуплотненный материал мантии, образуя в нижних слоях литосферы сеть основных интрузий. Трещины могут быть не только вертикальными, но и наклонными; они встречаются и пересекаются. Кроме крутых трещин, образуются трещины пологие и горизонтальные. В результате происходит дробление нижних слоев литосферы, из которых выламываются глыбы и они, будучи тяжелее аномальной мантии, тонут в последней. Так происходит постепенная, глыба за глыбой, дезинтеграция субстрата, и кровля аномальной мантии, постепенно внедряясь в субстрат и расширяя свою область, достигает подошвы коры.

Тут обстоятельства меняются и начинается вторая стадия базификации, когда последней подвергается уже кора. Дж. Вуллард [8] считает, что с достаточной обоснованностью среднюю плотность континентальной коры можно принять в  $2,93 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, нужны некоторые дополнительные условия, чтобы механизм инверсии плотности действовал и здесь. В случае континентальных рифтов подобные дополнительные условия, очевидно, не возникают и поэтому процесс поглощения литосферы мантией останавливается на границе Мохо. Это — первая стадия океанизации. Чтобы возникла вторая стадия, когда поглощается и кора, необходимо более интенсивное тепловое возбуждение верхней мантии.

Можно представить, что в условиях более сильного возбуждения континентальная кора очень густо пронизывается основными интрузиями, а на поверхность изливаются мощные потоки базальтов. В начале этой стадии обстановка, вероятно, сходна с той, какая сейчас наблюдается в областях платобазальтового вулканизма. При этом внутри коры основная магма распространяется преимущественно в форме горизонтальных интрузий — силлов. Наибольшие объемы магмы сосредоточены не столько в дайках, сколько в горизонтальных залежах — силлах и покровах. Это означает, что для насыщения коры большим объемом основных магматических пород нет необходимости в большом растяжении коры: небольшое число даек ограниченной суммарной мощности достаточно, чтобы служить каналами для огромного магматического потока.

Образующиеся после застывания основной магмы внутри коры такие кристаллические породы, как габбро или диабазы, имеют среднюю плотность  $3,0 \text{ г/см}^3$  и, следовательно, своей массой повышают среднюю плотность всей коры. В этом же направлении влияет и базальт, застывший на поверхности: хотя его плотность  $2,8 \text{ г/см}^3$ , он все же много плотнее поверхностных осадочных пород.

Но этим ресурсы повышения плотности коры не исчерпываются. Внедрившиеся основные магмы должны оказывать на вмещающие породы термическое воздействие. Блоки земной коры, окаймленные дайками и силлами расплавленной магмы, подвергаются прогреву со всех сторон. Это должно вести к общему повышению степени метаморфизма пород: к расширению тех зон метаморфизма, кото-

рые уже существуют, и к охвату метаморфизмом тех пород, которые ему еще не подверглись. Например, метаморфизм гранулитовой фации может развиваться при температуре  $700^{\circ}\text{C}$ , и давлении, начиная от 600 МПа. Это давление приблизительно соответствует глубине 18 км. Следовательно, вся нижняя половина коры приобретет при этом плотность в среднем  $3,1 \text{ г/см}^3$ . В верхней части коры расширится зона амфиболитовых фаций, а под толстым покровом излившихся базальтов фация зеленых сланцев может распространиться вверх, вплоть до поверхности осадочного чехла. В результате средняя плотность верхней половины коры станет, по-видимому, близка к  $2,9 \text{ г/см}^3$ .

То, что под влиянием теплового воздействия основных интрузий такие реакции могут произойти, видно из следующего приближенного подсчета. Будем считать, что для того, чтобы указанные метаморфические реакции проявились, надо нагреть породы в среднем на  $300^{\circ}\text{C}$  сверх той температуры, которую они уже имели. Средняя теплоемкость пород равна  $1,05 \text{ Дж/}^{\circ}\text{C}$ , а для метаморфических реакций  $522,5 \text{ Дж/}^{\circ}\text{C}$ . Следовательно, сумма необходимого тепла составит  $836 \text{ Дж/}^{\circ}\text{C}$ . Принимая скрытую теплоту плавления базальта равной  $420 \text{ Дж/}^{\circ}\text{C}$  и его теплоемкость равной  $1,7 \text{ Дж/}^{\circ}\text{C}$ , найдем, что при остывании базальта от  $1200$  до  $700^{\circ}\text{C}$  выделяется тепла  $1284 \text{ Дж/}^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, для метаморфических реакций гранулитовой фации необходим объем расплавленной основной магмы, внедрившейся в кору, в полтора раза меньший, чем объем метаморфизируемых пород. Для метаморфизма амфиболитовых и тем более зеленосланцевой фаций, где достаточны температуры в  $600$  и  $500^{\circ}\text{C}$ , необходимый объем внедрившегося расплава будет меньше. Эти подсчеты, хотя и чрезвычайно грубые, все же показывают правдоподобность предполагаемых процессов, ведущих к повышению плотности континентальной коры.

При всех этих реакциях породы теряют воду, которая выходит на поверхность и заполняет впадину, образующуюся над местом, где идет процесс базификации, поскольку кора при этом прогибается. Можно подсчитать, что если вся вода для наполнения образующихся морских и океанических впадин выделяется из коры, подстилавшей впадины и подвергшейся базификации и метаморфизму высоких степеней, то масса такой воды должна составить приблизительно  $6\%$  от массы коры. А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский [37] определяют содержание воды в континентальной коре в среднем в  $1,57\%$  по массе. Однако здесь не принята во внимание свободная вода, содержащаяся в порах и трещинах пород до глубины в  $10$ — $15$  км. Такой воды, несомненно, много больше, чем химически связанной в минералах. Кроме того, хотя мантия и бедна водой, все-таки именно она является источником гидросферы Земли и то или иное количество воды должно выделяться при каждом излиянии мантийных магм. При этом магматические струи являются в некоторой мере концентраторами воды. Например, по данным тех же авторов, в траппах платформ содержится в среднем  $1,82\%$  воды, т. е. больше, чем среднее содержание воды во всей континенталь-

ной коре. Увеличение плотности коры означает уменьшение объема. Это в свою очередь приводит к растрескиванию коры. Возникают каналы для даек мантийного материала даже без какого бы то ни было общего растяжения коры. За счет такого внутреннего сокращения объема суммарная ширина возникающих трещин может достичь 10% от ширины всей зоны, в которой происходят предполагаемые процессы.

Наконец (и это очень существенно), надо иметь в виду еще и большую вероятность внедрения в нижнюю часть коры не только основной, но и ультраосновной магмы. Хотя в сухих условиях ультраосновные породы плавятся полностью при температуре не ниже 1600 °С, в присутствии небольшого количества воды полное плавление перидотита наступает на глубине 75—100 км уже при 1300 °С [24]. Такая температура вполне может быть достигнута в условиях термического возбуждения верхней мантии. А это означает, что после застывания ультраосновных интрузий в коре появятся тела с плотностью, достигающей 3,3 г/см<sup>3</sup>. Весьма возможно, что роль ультраосновных интрузий в строении земной коры на самом деле может быть значительно большей (Ю. Р. Васильев, 1978 г.).

Трудно произвести расчет конечного результата всех перечисленных процессов. Можно думать, что средняя плотность континентальной коры в конечном счете возрастет до 3,1 г/см<sup>3</sup>, но в ней будут крупные блоки, имеющие и большую плотность. Выше указывалось, что по расчетам мантия под осью срединного океанического хребта имеет на глубине 20 км плотность 3,05 г/см<sup>3</sup>. При полном расплавлении части ультраосновного материала мантии плотность может еще снизиться. Отсюда мы заключаем, что при условии особенно сильного термического возбуждения верхней мантии, когда выплавление базальта достигает возможного максимума (20%) и также некоторый объем ультраосновного материала подвергается полному расплавлению, вполне вероятно возникновение инверсии плотностей между корой и мантией. В этой обстановке происходит поглощение коры верхней частью аномальной мантии. Глыбы коры, подобно глыбам субстрата, откалываясь одна за другой, погружаются в разогретую мантию, а их место занимают основные магматические породы — интрузивные внизу и эффузивные сверху. Среди интрузивных некоторое место занимают и ультраосновные породы. Таким образом на месте континентальной коры постепенно формируется кора океаническая.

Несколько дополнительных обстоятельств, по-видимому, благоприятны для базификации. Прежде всего, это длительная предварительная эрозия на всей площади, подвергаемой базификации, эрозия, которая ведет к удалению значительной части кислых пород, слагающих верхние слои коры. Условия для такой эрозии на большой площади создаются при длительном поднятии земной коры при платформенном режиме. Действительно, как мы увидим, базификация предпочтительно охватывает области, достигшие стадии платформы или срединного массива. Последние благоприятны

для базификации еще и тем, что и на платформах, и на срединных массивах кора, как правило, тоньше, чем в зонах новейшей тектонической подвижности и современной или молодой магматической деятельности. Кроме того, в течение предшествовавших платформенному состоянию стадий геосинклинального развития значительные толщи в нижней части коры претерпели метаморфизм высокого уровня и тем самым были уже подготовлены к базификации. Результаты глубинного сейсмического зондирования показывают, что в разрезе коры платформ по сравнению с подвижными зонами преобладает «базальтовый» слой, составляющий 50—60% от общей мощности коры.

В подвижных областях, выраженных на поверхности горными хребтами, тот же «базальтовый» слой составляет 40% и менее от мощности коры.

Далее, это свойства магмы. В областях, прошедших по нашему представлению базификацию, господствуют базальты. Известно, что базальтовая магма характеризуется наименьшей в ряду магматических расплавов вязкостью. При температуре 1200—1300 °C вязкость базальта колеблется между  $10^2$  и  $10^3$  Па·с, тогда как вязкость риолита, например, равна  $10^4$ — $10^5$  Па·с. Базальтовая магма находится в перегретом состоянии. Поэтому она легко поднимается через кору и столь же легко растекается и между слоями, и по поверхности. Обстановка подъема магмы в этих случаях очень близка к той, которая сопутствует подъему и излиянию на континентальных платформах платобазальтов. Это сходство подчеркивается тем, что состав платобазальтов является промежуточным между типичными океаническими и типичными континентальными базальтами [52]. Различие с областями базификации носит скорее количественный, чем качественный характер; в областях базификации, как мы предполагаем, объем выделяемых магм значительно больше и они гораздо гуще пронизывают кору. С этой точки зрения области развития платобазальтового вулканизма можно рассматривать как места, где начавшаяся базификация не дошла до конца.

На дне океанов и морей с океанической корой господствуют бедные летучими составными частями сухие толеитовые базальты. Воды в этих базальтах содержится от 0,1 до 0,5%. Для сравнения скажем, что в базальтах и андезитах островных дуг содержание воды доходит до 5% [22, 118]. Бедность летучими подчеркивается низким содержанием некогерентных элементов — щелочей, радиоактивных и легких редкоземельных элементов. Окиси калия в этих породах всегда меньше 0,5%, а сумма окисей натрия и калия не превышает 3%. Те средние и кислые породы, которые местами встречаются на дне океанов, всегда представлены малыми объемами и являются результатом прямого фракционирования толеитового базальта без какого бы то ни было дополнительного приноса составных частей со стороны. Габбро, встречаемое в океанической коре, по своему составу полностью соответствует эффузивным базальтам [21].

Бедность океанических базальтов летучими, щелочами и другими некогерентными элементами наводит на предположение, что выплавление базальта происходило из уже частично истощенного слоя мантии. Особенно показательно то, что содержание, например, таких элементов, как рубидий, цезий, барий, в толентовых базальтах в 2—3 раза меньше, чем должно было бы быть, если бы процесс ограничивался частичным плавлением ультрабазитов и не было бы дополнительной экстракции летучих и щелочей [54]. Ф. А. Летников (1977 г.) также указывает на признаки особого процесса извлечения щелочей из океанических базальтов, называемая этот процесс толентизацией.

Именно потому, что выплавление происходит из частично истощенной мантии, выплавляются только толентовые базальты или интрузивные породы того же состава, являющиеся основными агентами базификации. Магма другого состава из такого исходного вещества выплавиться не может. Бедность летучими ведет к тому, что выплавление происходит спокойно, без взрывов, что благоприятно для сохранения лавой текучести, позволяющей лаве легко растекаться как между слоями, так и по поверхности земли.

Истощение мантии могло произойти на предыдущих стадиях геологической истории, когда щелочи и летучие были использованы на образование существовавшей здесь ранее континентальной коры. Особенно интенсивно выделение некогерентных элементов должно было происходить на геосинклинальном этапе развития коры, когда эти элементы выносились с магмой и в форме растворов шли, в частности, на процессы гранитизации и регионального метаморфизма.

Платформенный режим наступает после геосинклинального, когда мантия уже прошла через стадию выделения легкоплавких составных частей и в значительной степени истощена. Можно думать, что само платформенное состояние является следствием истощения мантии, которая становится значительно менее податливой на изменение термодинамических условий.

Плотность истощенной мантии, как это ни кажется на первый взгляд парадоксальным, ниже, чем плотность исходной неистощенной мантии. Во всяком случае, это справедливо для глубин от 60 км и глубже, и заключение это исходит из того, что среди всех выплавляемых продуктов первое место по весу принадлежит базальту. На тех глубинах, где господствуют гранатовые перидотиты и где базальт выплавляется в форме эклогита, выплавлению подвергаются относительно более тяжелые минералы, что и приводит к снижению плотности остаточного материала. Обстановка является иной в области малых давлений, где в составе перидотитов присутствуют плагиоклазы. Здесь остаток от выплавления базальта имеет большую плотность, чем исходная порода [41].

Полагая, что выплавление базальта обычно может происходить до глубины около 200 км, следует считать, что в целом весь слой истощенной мантии мощностью до 200 км обладает меньшей плотностью, чем мантия неистощенная. В связи с этим слой истощен-

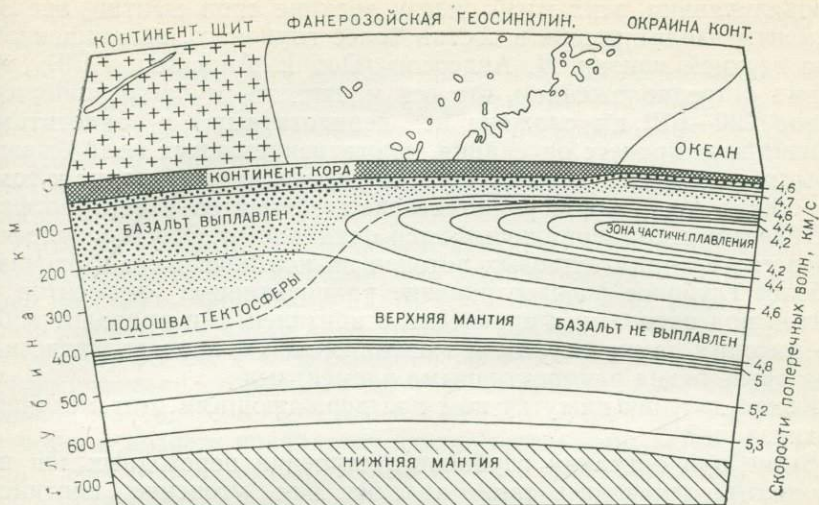


Рис. 33. Гипотетическое строение мантии под континентом и океаном. По Т. Джордану [81]

ной мантии остается наверху, а неистощенная мантия сохраняется глубже [20, 81] (рис. 33).

В океанах на сравнительно ограниченных площадях встречаются базальты, содержащие щелочей и летучих элементов заметно больше, чем толеитовые базальты. Такие щелочные базальты обнаруживаются на океанических островах, на поднятиях дна и на подводных плато. Эти струи щелочных базальтов, по-видимому, имеют более глубокое происхождение. Они поднимаются из слоя неистощенной мантии и прорывают верхний слой истощенной мантии.

Выше было указано, что за то относительно краткое геологическое время, в течение которого происходит океанизация, в условиях коры эклогитизация невозможна. Но она становится возможной, когда отторгнутые глыбы коры погрузятся в мантию на глубину свыше 60 км. Несомненно, что частично эти глыбы в процессе своего опускания подвергнутся плавлению, но если они, как предполагается, будут «проваливаться» сквозь верхние разогретые слои мантии достаточно быстро, то значительная часть их объема достигнет уровня эклогитизации. Переход магматических и метаморфических пород в эклогиты означает очень значительное повышение плотности (до  $3,6 \text{ г/см}^3$ ), и он, следовательно, будет содействовать дальнейшему погружению глыб, которые теперь могут опуститься на дно астеносферы и там образовать тяжелый остаточный слой.

Вместе с теми же глыбами возвращаются в мантию и содержащиеся в коре щелочи, легкие редкоземельные и радиоактивные элементы. Но поскольку эклогитизация ведет к быстрому

«проваливанию» этих глыб сквозь верхние слои мантии, все эти элементы входят теперь в состав более глубокого, неистощенного, слоя верхней мантии. Д. Андерсон (Don L. Anderson, 1979) выступил с предположением, что вся мантия на глубинах приблизительно 220—670 км сложена не перидотитами, а эклогитами. Именно этот процесс опускания эклогитизированных глыб бывшей коры, обогащенных радиоактивными элементами, приводит к тому, что общее содержание радиоактивных элементов в тектоносфере континентов и океанов оказывается одинаковым. Это и определяет равенство средних тепловых потоков на континентах и в океанах. А более глубокое распространение радиоактивных элементов в мантии под океанами в сравнении с континентами приводит к более высоким температурам в мантии океанов, хотя океаническая кора очень бедна радиоактивными элементами.

Какие явления кажутся нам подтверждающими этот механизм океанизации?

Выше при описании глубинного строения переходных зон неоднократно отмечались такие явления, как утонение континентальной коры по мере погружения ее поверхности под уровень моря, а также наличие в нижней части коры слоев с повышенными скоростями (7,1—7,6 км/с). Уменьшение мощности коры можно рассматривать как результат того, что нижние ее части уже были оторгнуты и погрузились в мантию. А повышенные сейсмические скорости в нижних слоях коры могут быть интерпретированы как результат внедрения в них из мантии основных и ультраосновных магматических пород. Вполне определенно об этом свидетельствуют некоторые наблюдения на окраинах Атлантического океана. Р. Шеридан [11, т. 2, с. 82—101] указывает на то, что у берегов Ньюфаундленда повышенные скорости в коре, очевидно, связаны с густой сетью диабазовых даек, внедрившихся в кору. Он же обращает внимание на то, что дно Багамской котловины вместе с примыкающим к нему плато с раннего мела должно было также опуститься на 5 км. В раннем мелу глубина этой котловины была всего 800 м. Если восстановить это положение, предшествовавшее опусканию, то слой с сейсмической скоростью 7,2—7,4 км/с оказался бы на глубине 6,75 км, что нарушило бы изостазию. Отсюда этот автор заключает, что опускание и котловины и плато было связано с внедрением в кору тяжелых основных и ультраосновных интрузий.

Выше сообщались сведения о своеобразном строении земной коры на плато Воринг, где на глубине 10 км по геофизическим данным залегает массив основных или ультраосновных пород с сейсмической скоростью 7,1—7,3 км/с. Нормальная мантия находится в этом районе на глубине 14 км. Если под континентом и шельфом кора типично континентальная, а под Норвежской котловиной типично океаническая, то кора плато Воринг носит промежуточный характер. По мнению М. Тальвани и О. Эльдхольма [114], она может быть опущенной континентальной корой, в которую внедрились из мантии основные магматические породы.

Этот процесс был связан с растяжением континентальной коры и ее растрескиванием.

По гравиметрическим данным внедрения ультраосновных пород предполагаются под Байкальским рифтом (Очерки по глуб. строен... 1977). Весьма вероятно, что ультраосновные интрузии, известные на северном и южном берегах Альборанского моря, имеют отношение к базификации в области западной части Средиземного моря.

Интересен переход от типичной континентальной коры к типичной океанической, который был подробно изучен в районе Афар на стыке Эфиопского плато и Красного моря [95].

На Эфиопском плато кора типично континентальная. Она имеет толщину 38 км, и в ее строении основное значение имеет слой с сейсмическими скоростями 6,0—6,2 км/с. Подстиляется она нормальной мантией со скоростью 8 км/с. По направлению к Красному морю в разрезе появляется и занимает все большую часть его слой с сейсмическими скоростями 6,6—6,8 км/с, тогда как слой со скоростями 6,0—6,2 км/с постепенно выклинивается. Вместе с тем уменьшается мощность всей коры, а сейсмические скорости в кровле мантии уменьшаются до 7,7 и местами до 7,1 км/с. Например, наиболее представительный разрез коры в промежуточной зоне наблюдается по профилю от Ассаита до оз. Афрера в центральной и северной частях Афара. Здесь кора имеет мощность 24 км. Только верхние 6 км представлены слоями с обычными для сиалических пород сейсмическими скоростями (до 6,2 км/с). Ниже залегает слой со скоростями 6,6—6,7 км/с, который сменяется на глубине 22—24 км материалом с сейсмической скоростью 7,1 км/с, относимым уже к мантии. На крайнем севере Афара, по профилю оз. Афрера — Диллои, кора имеет толщину уже только 16 км. Верхние 3 км сложены эвапоритами со скоростью 3,3 км/с, ниже залегает слой мощностью 4 км со скоростью 6,0 км/с, а дальше, вплоть до раздела Мохо, наблюдается скорость 6,8 км/с. В кровле мантии скорость здесь 7,7 км/с. Наконец, вдоль осевой части зоны Красного моря, где кора приобретает характер полностью океанический, слой со скоростями 6,0—6,2 км/с совершенно отсутствует и кора, за исключением поверхностных слоев малой мощности, сложена материалом со скоростями 6,6—6,8 км/с. Этот переход позволил Г. Беркхемеру и др. предложить систематику типов коры (рис. 34).

В последнем случае этот высокоскоростной слой является обычным третьим слоем океанической коры и, очевидно, состоит из габбро, амфиболитов и серпентинитов. Трудно утверждать, что он имеет такой же состав в переходной зоне. Возможно, что по направлению от континента к морю в этом слое происходит постепенная замена метаморфических пород гранулитовой фации основными и ультраосновными интрузиями.

Высокий тепловой поток в переходных зонах тихоокеанского типа соответствует недавней или еще продолжающейся океанизации. Нормальный тепловой поток в переходных зонах атлантиче-

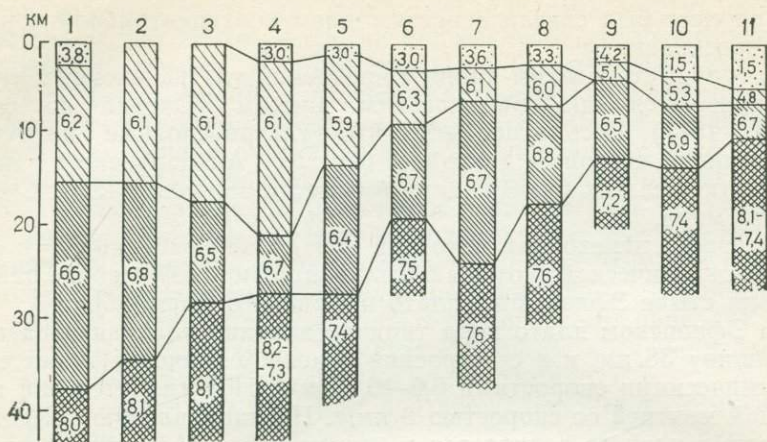


Рис. 34. Систематика типов коры с переходом от типичной континентальной к типичной океанической, включая кору района Афар. По Г. Беркхемеру и др. (1975 г.).

1 — Эфиопское плато; 2 — Канадский щит; 3 — молодая Западно-Европейская платформа; 4 — Сев. Рейнский грабен; 5 — Большой Бассейн в Кордильерах; 6 — Кенийский рифт; 7, 8 — Афар; 9 — Исландия; 10 — Восточно-Тихоокеанское поднятие; 11 — Тихий океан. Цифры — сейсмические скорости (км/с)

ского типа, видимо, соответствует древности процесса океанизации, который в зоне, примыкающей к современному континенту, в основном закончился не позже мелового периода, т. е. много десятков миллионов лет назад.

Существенным подтверждением наших представлений о замещении континентальной коры океанической является указанное М. Е. Артемьевым [1] наличие под переходными зонами тихоокеанского типа, а также под внутренними морями крупных положительных региональных гравитационных аномалий, свидетельствующих об аккумуляции аномально плотного вещества в верхней мантии ниже астеносферы. На западе Тихого океана эти массы образуют плоский слой на глубине нескольких сотен километров. Если плотность этих масс на  $0,05 \text{ г/см}^3$ , выше плотности окружающей среды, то мощность такого слоя должна быть около 15 км. Мы считаем, что этот слой представляет собой скопление глыб, отторгнутых в процессе океанизации от субстрата и коры и утонувших в верхней мантии. Большая вязкость подастеносферных слоев мантии препятствует их дальнейшему погружению. Об аналогичном процессе свидетельствуют коротковолновые положительные аномалии, наблюдаемые под глубоководными желобами, связанные с аномальными массами, находящимися на глубинах около 100 км.

М. Е. Артемьев указывает на существование аналогичных скоплений тяжелого материала под южной впадиной Каспийского моря, под Эгейским морем и западной частью Средиземного моря,

т. е. всюду, где мы предполагаем процесс океанизации. О глубоких аномально тяжелых массах под Эгейским морем писали также другие исследователи [91, 92]. Аналогичные явления наблюдаются в некоторых районах на суше, например в Паннонской депрессии, кора которой, по-видимому, находится в начальной стадии базификации.

Дальше будут рассмотрены некоторые детали механизма океанизации применительно к условиям переходных зон атлантического, тихоокеанского и колумбийского типов.

В заключение отметим, что введенное Д. Таркоттом и др. (Turcotte et. al., 1977) представление о «мантийном геоиде», т. е. о той высоте, на которую способно подняться разогретое вещество астеносферы, полезно для понимания механизма базификации. Расчеты показали, что в океанических котловинах ультраосновной материал астеносферы способен подняться выше уровня дна, что вызовет повышение средней плотности коры и ее опускание. На континентах разогретое вещество астеносферы не может вытечь на поверхность, что, по мнению авторов, делает континентальную кору устойчивой. С последним трудно согласиться, поскольку сами авторы указывают, что мантийный геоид расположен на глубине всего 3,25 км ниже обычного гидрогеоида, а это означает, что ультраосновные породы могут пронизать  $9/10$  мощности континентальной коры и, растекаясь между слоями на большой площади, привести после застывания к значительному утяжелению коры. Поэтому и континентальная кора должна испытывать погружение, способствующее ее дальнейшей переработке.

## Глава VI. Глубинные условия развития переходных зон

### Переходные зоны атлантического типа

Начальная стадия образования переходной зоны атлантического типа обычно называется «рифтингом». Действительно, процесс формирования переходной зоны начинается с разделения ее на грабены и горсты, что часто сопровождается излиянием базальтовых лав и образованием диабазовых даек. Современные мобилистские теории рассматривают эту стадию как первое проявление растяжения, происходящего пока еще внутри единого континента вдоль некоторой ослабленной зоны. Предполагается, что дальнейшее растяжение приводит к утонению коры и затем к полному ее разрыву и к разделению континента надвое. Тем самым начинается стадия «дрифтинга», т. е. все более далекого расхождения разделившихся континентальных массивов. На месте бывшего континентального рифта теперь образуется срединный океанический хребет, являющийся генератором новой океанической коры и осью ее спрединга.

Естественно, что отношение к этой схеме будет определяться тем, принимаем ли мы идеи мобилизма, и в частности «тектоники

плит», или нет. Автор неоднократно высказывал свое отношение к этой основной в современных науках о Земле проблеме. Повторять все соображения по этому поводу здесь не имеет смысла. Напомним лишь, что главным доводом против дрейфа континентов является то, что с континентами и океанами связаны неоднородности строения и состава, уходящие в глубину на многие сотни километров и, возможно, захватывающие верхнюю мантию во всю ее толщину.

Эти глубокие неоднородности, являющиеся как бы «корнями» континентов и океанов, в последние годы были установлены сейсмическими методами: по прохождению волн типа ScS было выяснено, что различия в упругих свойствах материала под континентами и океанами распространены в глубину по крайней мере на 400 км [81]. О том же свидетельствует и равенство среднего теплового потока на континентах и в океанах: поскольку континентальная и океаническая кора генерирует весьма различное количество тепла, поток более глубокого происхождения также должен быть соответственно различным, что свидетельствует о разном распределении радиоактивных элементов в континентальной и океанической мантии в пределах нескольких верхних сотен километров.

Приблизительные расчеты показывают, что сиалические породы толстой континентальной коры способны генерировать около половины нормального теплового потока и, следовательно, только половина его должна поступать из мантии. Тонкая океаническая кора, сложенная основными породами, способна выработать только около 10% нормального теплового потока, и это означает, что 90% всего тепла должно вырабатываться в более глубоких оболочках Земли. Следовательно, океаническая мантия содержит значительно больше урана и тория, чем мантия континентов, т. е. геохимически эти мантии различны, и при этом на значительную глубину.

На эти же геохимические различия указывает и различный состав континентальных и океанических магматических пород. Первые существенно богаче щелочами, радиоактивными и легкими редкоземельными элементами; в целом в континентальных породах наблюдается обогащение некогерентными элементами, свидетельствующими о значительном восходящем потоке глубинных флюидов, тогда как океанические породы богаче когерентными элементами, распределение которых диктуется простым магматическим фракционированием без дополнительного приноса подвижных элементов флюидами [22].

Выше мы уже касались вопроса о распределении в мантии океанов слоев истощенной и неистощенной мантии.

Все эти данные противоречат предположениям о сколько-нибудь заметном горизонтальном смещении литосферы по астеносфере, поскольку такие смещения немедленно нарушили бы связи континентов и океанов с их структурными и вещественными корнями, опускающимися много глубже астеносферы.

То же справедливо и по отношению к более частным структурам континентов. Например, сейчас имеются данные, указывающие на прерывистое распространение астеносферных слоев; последние сильно выражены под тектонически и вулканически активными зонами и отсутствуют под кристаллическими щитами. Областям с разной интенсивностью современных или недавних эндогенных процессов соответствуют тепловые потоки разной величины (В. В. Белоусов, 1978 г.). И то и другое снова указывает на связи крупных структур с областями мантии, находящимися глубже астеносферы.

Опровергаются мобилистские представления и чисто кинематическими или даже геометрическими соображениями. Например, на поверхности земли невозможно найти место, где компенсировалось бы «открытие» Атлантического океана. Обычно такое место пытаются найти на северо-востоке Евразии, но реальная геологическая обстановка опровергает все такие попытки [62]. В северной половине Тихого океана земная кора с огромного периметра должна была, согласно кинематической схеме «тектоники плит», собраться на небольшой площади вокруг подводного поднятия Шатского, не претерпев при этом никаких деформаций. Загадочны с точки зрения глубинного механизма смещения срединных океанических хребтов как осей спрединга, постулируемые той же гипотезой. Не менее загадочно поглощение в Алеутской зоне субдукции древнего океанического рифта, что привело в этой части океана к обратному распределению магнитных аномалий. Выше мы пытались показать, что реальных признаков субдукции не существует вообще.

Можно было бы привести много более частных, но не менее весомых доводов против возможности дрейфа материков или горизонтальных перемещений литосферных плит. Некоторые из таких доводов были приведены и в этой книге.

Если с этими доводами согласиться, то в наших представлениях об истории переходных зон атлантического типа мы должны отказаться от стадии «дрифтинга», следующей за стадией «рифтинга», и считать, что в первую стадию процессом разделения земной коры на грабены и горсты земная кора была захвачена не в узкой переходной зоне, а в полосе во всю ширину будущего океана. На месте, например, Атлантического океана в то время, согласно нашим представлениям, существовали либо суша, либо мелкие моря, подстилаемые континентальной корой. И вся эта область шириной до 5000 км была одновременно или последовательно (но в течение относительно короткого геологического времени) охвачена процессом «рифтинга».

Происходил ли этот процесс в условиях растяжения земной коры? Нам кажется, что не следует придавать растяжению слишком большого значения. Выше уже было сказано, что разломы в переходных зонах атлантического типа являются преимущественно вертикальными взрезами и свидетельствуют о минимальном растяжении. Предполагаемые нормальные сбросы листрической формы

нигде в действительности не наблюдаются и остаются лишь атрибутами искусственных построений, с помощью которых стремятся объяснить гипотетическое растяжение. Дайки, наблюдаемые довольно широко в переходных зонах этого типа, конечно, указывают на некоторое растяжение. Но не следует забывать, что переход пород при прогревании от низких фаций метаморфизма к более высоким всегда приводит к уменьшению объема, что должно вести к появлению зияющих трещин. Растяжение в связи с континентальными рифтами — Восточно-Африканским, Рейнским, Байкальским — измеряется всего несколькими километрами. Такое растяжение не требует дрейфа разделяемых рифтом континентальных массивов и уже на близком расстоянии рассасывается в малых деформациях окружающих пород.

Аналогичных условий, по нашему мнению, следует ожидать и в тех широчайших зонах расчленения континентальной коры на горсты и грабены, которые в дальнейшем превращаются в океаны атлантического типа. Напомним, что даже в рамках ортодоксальных мобилистских взглядов сейчас допускается возможность того, что широкие полосы вдоль окраин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов были первоначально сложены континентальной корой, т. е. предполагается, что материка развились на меньшее расстояние, чем то, которое определяется положением современных континентальных склонов. Мы делаем следующий шаг, полагая, что области указанных океанов первоначально были полностью заняты континентальной корой, растяжение в которой, когда она подвергалась разделению на грабены и горсты, было минимальным\*.

Стадия «рифтинга» в океанах атлантического типа проявилась в разное время от юры до раннего мела включительно. Условия, в которых эта стадия развивалась, мы можем предположить, исходя из аналогии с современными континентальными рифтами. Как было установлено, для образования последних существуют два основных условия: 1) монолитная, непроницаемая или с очень малой проницаемостью кора и 2) аномальный разогрев верхней мантии.

Первое условие подтверждается геологической ситуацией: повсеместно переходные зоны атлантического типа наложены на древние или молодые платформы, т. е. они образуются на коре консо-

---

\* В нашу задачу не входит полное рассмотрение процессов, происходящих по всей ширине океанов атлантического типа. Работа посвящена лишь зонам перехода от континентов к океанам, а более общих вопросов развития океанов мы касаемся только по необходимости и вскользь. В последнее время получают развитие взгляды, в целом антимобилистские, но допускающие довольно значительное растяжение (измеряемое многими десятками или даже несколькими сотнями километров), приуроченное к осевой зоне срединных океанических хребтов [51]. Происходит ли при этом столь же небольшое раздвижение окаймляющих океан материков или это растяжение успевает компенсироваться в местных деформациях сжатия на периферии тех же хребтов, остается не вполне ясным. Нам кажется, что, в этих взглядах есть разумная основа, но внедряться в рассмотрение их здесь мы не будем.

лидированной, в которой разломы, в связи с длительным тектоническим спокойствием, залечены и кора ведет себя как цельное монолитное тело. В некоторых местах океаны атлантического типа образовались, возможно, не на настоящих больших платформах, а на срединных массивах, расположенных внутри геосинклиналей каледонского или герцинского возраста. Но срединные массивы — это те же платформы лишь малого размера. На окраинах Атлантического океана признаки таких срединных массивов, находящихся внутри геосинклиналей каледонского возраста, мы можем видеть в выходах докембрийских пород на Гебридских островах или на севере Шотландии (массив Эриа). Противоположное крыло каледонской геосинклиналей находится на восточной окраине Гренландии и в Северных Аппалачах. Южная Атлантика с двух сторон окаймлена древней платформой, которая, по нашей гипотезе, распространялась до базификации на всю площадь этого океана.

Древними платформами окаймлен Индийский океан. Древние и молодые платформы окружают Северный Ледовитый океан.

Второе условие — аномальный разогрев верхней мантии — оставило свои следы в излияниях базальтов и в диабазовых дайках, наблюдаемых в некоторых районах переходных зон атлантического типа и приуроченных к стадии «рифтинга». До сих пор мы можем наблюдать явление разогрева верхней мантии в зоне срединных хребтов, где по геофизическим и геологическим данным на небольшой глубине существуют очаги частичного плавления, откуда на поверхность продолжают выбрасываться базальтовые лавы. Эти явления следует, по-видимому, рассматривать как остаточные после того, как мантия на значительных площадях уже остыла.

Если Байкальский рифт и окружающие его зоны новейшего орогенного режима связаны с аномальным мантийным телом в сотни километров в поперечнике, то для Атлантического или Индийского океана следует думать о теле, горизонтальные размеры которого вырастают до тысяч километров. Какую форму имело это тело? Возможно, что это была гигантская линза, остатки которой наблюдаются под срединными хребтами.

Аномальная мантия в этой линзе имела температуру, достаточную для развития процессов базификации коры: по нашей концепции, вслед за стадией «рифтинга» наступила стадия не «дрифтинга», а базификации. По всей ширине зоны, подстилаемой разогретой мантией, начался процесс разрушения и поглощения мантией сначала субстрата, а затем и коры.

На характер этого процесса оказывала влияние та обстановка, в которой он развивался. Уже указывалось, что платформы особенно благоприятны для базификации и что Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны образовались на месте или древних, или молодых платформ, или срединных массивов. Но платформенное состояние, предшествовавшее базификации, отражалось не только в свойствах земной коры и в форме площадного размыва ее верхних слоев: оно сказывалось также и на составе и свойствах верхней мантии.

То, что верхние слои мантии были истощены, потеряв еще до ба- зификации значительную часть своих щелочей и летучих компонен- тов, говорилось выше. Добавим к этому, что истощенная мантия становится более инертной по сравнению с неистощенной. Ее инерт- ность выражена в том, что она теряет способность реагировать столь активно на колебания температуры и давления выплавлени- ем магм, вариациями плотности, внутренними перемещениями. Это связано с тем, что, поскольку из мантии выплавлены наиболее легкоплавкие составные части, температура плавления ее повы- шается. Вместе с тем повышается и ее вязкость. Последняя еще больше повышается в связи с тем, что платформенная обстановка означает общее охлаждение коры и мантии. Следует предпола- гать, что в платформенных условиях верхняя мантия была столь же монолитна, как и кора; она не была разбита на блоки глубин- ными разломами: те глубинные разломы, которые существовали раньше, в геосинклинальную стадию, были, как и в коре, залече- ны. А когда в стадию «рифтинга» кора была снова разбита на блоки, эти разломы не могли проникнуть глубоко в мантию, по- скольку верхние слои мантии были разогреты и находились в пла- стичном состоянии. Все эти структурные особенности создавали особые условия для развития нового сильного прогревания мантии, потребовавшегося, чтобы частично уже истощенная мантия опять смогла выделять базальты.

Выплавление базальтов происходит на малой глубине, не пре- вышающей 50 км, где температура несколько выше 1200°C, а да- вление около 1500 МПа [65, 118]. Механизм прогревания мантии в этих условиях является некоторой проблемой. При отсутствии глу- бинных разломов нельзя предполагать диапироподобный подъем горячего материала по крайней мере в пределах верхних слоев мантии. К тому же прогрев должен почти одновременно распро- страниться более или менее равномерно сразу на огромной площа- ди. В частичное плавление при этом должна быть вовлечена толь- ко верхняя часть слоя истощенной мантии: какие-либо признаки того, что в плавлении участвует нижележащий слой неистощенной мантии, отсутствуют.

Мы полагаем, что наиболее подходящим механизмом, удовлет- воряющим всем условиям, является зонная плавка. По имеющим- ся представлениям общий источник разогревания, наблюдаемого там или здесь, в то или другое время в верхних слоях мантии, на- ходится в подошве нижней мантии. Там происходит дифференциа- ция вещества с обособлением тяжелых, преимущественно металли- ческих частиц, опускающихся в ядро, и относительно легких сили- катных частей, которые, собравшись в крупные массивы, поднимаются и несут с собой в более высокие оболочки большой запас тепла. Но эти массивы останавливаются на уровне астеносферы, которую мы предполагаем на границе между слоями истощенной и неистощенной мантии. Отсюда вверх прогревание осуществляет- ся уже путем зонной плавки. Последняя, как известно, состоит в том, что, образовавшись, слой расплава при определенных усло-

виях продвигается вверх, постепенно уменьшаясь в мощности. Условием является то, что градиент температур плавления значительно больше, чем адиабатический градиент. Это условие в верхней мантии выполняется: градиент температуры плавления составляет в ней в среднем около  $3^{\circ}\text{C}$  на км, тогда как адиабатический градиент равен  $0,3^{\circ}\text{C}$  на км.

Это условие ведет к тому, что вещество в кровле слоя расплава сильно переохлаждено по сравнению с веществом в подошве слоя. Такое состояние неустойчиво и результатом является перемешивание: перегретые нижние слои поднимаются к кровле и избыток их тепла идет на расплавление вышележащих пород, тогда как переохлажденное вещество, опустившись, кристаллизуется, в результате весь расплавленный слой несколько перемещается вверх и т. д. Поскольку температура в верхних слоях мантии ниже температуры плавления, то раньше, чем подплавление вышележащих пород осуществится, необходимо их нагреть до точки плавления и тем больше, чем ближе к поверхности. Эта излишняя затрата тепла и ведет к тому, что по мере подъема слоя плавления толщина его уменьшается. Но как бы то ни было, продвижение расплавленного слоя достаточно, чтобы произошло мощное выплавление базальта на указанных глубинах до 50 км, а в некоторой мере и полное плавление ультраосновного материала верхней части мантии.

По расчетам В. А. Магницкого, чтобы расплавленный слой в мантии поднялся с глубины 100 км до глубины 20 км, он должен иметь начальную мощность, в зависимости от распределения температур в мантии, от 30 до 60 км, время поднятия его находится между 10 и 100 млн. лет. Эти цифры, при всей их условности, лежат в пределах допустимых. А. Н. Тихонов и др. (1969 г.) показали, что такие движущиеся вверх расплавленные слои должны возникать один за другим: когда один из них отмирает, через некоторое время на глубине образуется новый слой, который начинает свое движение вверх, и т. д. Так что механизм этот может действовать длительно, пока внизу есть источник, питающий его теплом.

Механизм зонной плавки ведет к концентрации и миграции вверх относительно легкоплавких веществ. Хотя верхний слой мантии, как мы неоднократно подчеркивали, уже в значительной степени лишился щелочей и летучих, этот механизм по пути движения расплавленного слоя собирает их остатки и доставляет наверх, тем самым облегчая частичное и полное плавление материала в кровле мантии.

Предполагается, что через некоторое время глубинный тепловой импульс угасает и тогда начинается остывание линзы частично расплавленного материала. Остывание распространяется от краев линзы к ее внутренним частям. В Атлантическом океане это означает остывание от его окраин к середине. Поэтому, когда периферии уже остыли, в средних областях еще продолжается процесс плавления и базификации. Такая последовательность объясняет,

почему в окраинных зонах Атлантического океана базификация не успела завершиться и выразилась лишь в утонении коры; от последней были отторгнуты только нижние слои. Но в более внутренних областях океана базификация успела проявиться в полном объеме и привела к повсеместному замещению континентальной коры океанической. В активных срединных хребтах эти процессы базификации продолжаются до сих пор.

Постепенное остывание верхней мантии и коры от периферии Атлантического океана по направлению к срединному хребту создает ту последовательность консолидации коры, прекращения вулканической деятельности и смены вулканических продуктов осадками, которая соответствует результатам бурения: последнее показало, что наиболее древняя кора расположена на периферии океана, а более молодая — ближе к срединному хребту. Но по нашей концепции, такая последовательность создается не спредингом, как предполагает «тектоника плит», а идущим от краев океана остыванием линзы разогретой мантии.

Таким образом, в зоне срединного хребта сохраняется магматическая и тектоническая активность, которая первоначально охватывала всю ширину Атлантического океана. Здесь еще продолжается процесс базификации. То, что он в срединном хребте еще не вполне завершился, видно из находок останцов древних пород вдоль оси хребта и в непосредственной от нее близости [64, 98]. Тектоническая активность срединного хребта выражена опусканием осевого грабена, поднятием соседних горстов и другими глыбовыми движениями. Они происходят на фоне растяжения, вызванного выгибанием коры над линзой разуплотненной мантии, и растеканием разуплотненного подкорового слоя в стороны. Следует предполагать, что, чем уже становится разуплотненная линза, тем в большей мере в коре над ней может проявиться растяжение, поскольку выгиб коры становится круче. А за пределами хребта — там, где базификация завершилась и наступила стадия остывания, — кора изостатически выравнивается и на ней ровными слоями отлагаются осадки.

«Трансформные» разломы, по которым происходит смещение аномалий и оси срединного хребта, по-видимому, отражают древнюю неоднородность коры и верхних слоев мантии.

Бурение в Индийском океане рисует более сложную историю коры, чем в Атлантическом океане.

В западной половине Индийского океана, к западу от Восточно-Индийского хребта, завершение базификации и остывание коры и верхней мантии продвигались, как и в Атлантическом океане, от периферии к оси океана и последние проявления эндогенной активности приурочены к Аравийско-Индийскому и Центрально-Индийскому срединным хребтам. Но на востоке океана, в Западно-Австралийской котловине, расположен самостоятельный древний (меловой) центр завершения базификации и застывания океанической коры, откуда процесс застывания распространялся на юг, к Австрало-Антарктическому поднятию, и на север, к Зондской ос-

тровной дуге. Можно думать, что в область современной Западно-Австралийской котловины в начале мезозоя распространялась древняя Австралийская континентальная платформа. А поскольку платформы наиболее благоприятны для базификации, последняя именно отсюда и стала распространяться на соседние области. К западу же от Восточно-Индийского хребта тот же процесс распространялся от Африканской и Индийской древних платформ.

Огромная Индоокеанская область базификации на северо-западной своей окраине распространяется за пределы современного океана. Мы имеем в виду Аравийско-Африканскую рифтовую зону. На юге последней, к югу от оз. Ньяса, расчленение земной коры на грабены и горсты произошло еще в самом начале мезозоя (в карусское время). На севере Восточной Африки, вдоль Красного моря, и в Передней Азии в конце мезозоя и в палеогене образовались два обширных тектонических свода, которые, начиная с конца олигоцена, стали осложняться системами больших грабенов. Образование Восточно-Африканского и Красноморского (Аравийско-Суданского) сводов, очевидно, отражало разогревание в верхней мантии, возникновение в ней линз разуплотненного материала, а грабены были реакцией на растяжение, связанное как с выгибанием коры, так и с растеканием этого подкорового разуплотненного материала. В целом — это те же процессы, которые и раньше одновременно развивались на месте современного Индийского океана, но, если там они завершились полной океанизацией, здесь на периферии всей области базификации, они к нашему времени преимущественно остановились на стадии «рифтинга». Только вдоль оси Красного моря, в полосе шириной всего в несколько десятков километров, произошла базификация континентальной коры.

В пределах континентального Аравийско-Африканского рифтового пояса широким распространением пользуются щелочные магмы. Они черпают свои щелочи из континентальной коры. При полной базификации эти магмы должны были бы вместе со всеми остатками континентальной коры погрузиться в мантию вплоть до глубокого слоя неистощенной мантии. В этой периферической по отношению к Индийскому океану области наблюдается избирательный характер воздействия разогретой мантии на кору: оно распространяется вдоль ослабленных зон, определяемых древними (протерозойскими) разломами и складчатыми зонами. Процесс разрушения коры как бы вгрызается в континент, используя слабые направления.

Переходные зоны атлантического типа испытывают длительное опускание. В результате на шельфе и континентальных прибрежных равнинах накапливаются осадки, мощность которых может превысить 10 км. Причины этого опускания многократно обсуждались в литературе.

В мобилистских концепциях основной причиной опускания обычно считается остывание литосферы по мере ее удаления от срединного хребта в процессе спрединга. Предполагается, что в

результате охлаждения литосфера постепенно утолщается за счет застывания верхней части астеносферы и это и вызывает ее погружение. В нашей концепции, хотя и отрицается спрединг, представление об остывании литосферы сохраняется. Однако расчеты показывают, что такое охлаждение может привести за 100 млн. лет к опусканию всего на 3 км, что совершенно недостаточно [69, pp. 37—42, 1979]. Кроме того, процесс опускания, вызванный остыванием литосферы, должен иметь затухающий ход. Такого постепенного затухания опускания на перифериях океанов не наблюдается: геологическая история периферий значительно сложнее и состоит из многократных ускорений и замедлений опускания, а также временных поднятий, приводящих к перерывам в осадконакоплении.

Прибавим к этому, что, поскольку остывание литосферы по этой концепции начинается сразу же после ее образования в осевой зоне срединного хребта и продолжается монотонно в течение всего времени спрединга, прогибание также должно начаться сразу же, как только новая порция литосферы поднялась на гребень хребта, и с течением времени должно монотонно нарастать. Были даже составлены формулы, количественно связывающие возраст коры с глубиной океана.

Но непредвзятое сопоставление теоретических предположений с фактическими данными, полученными при глубоководном бурении, показывает, что действительность значительно сложнее теории и что на самом деле желаемой правильности в искомом соотношении возраста коры с глубиной океана нет. В ряде случаев глубины океана в течение долгого времени сохраняются на одном уровне, а затем резко меняются. В других случаях один и тот же участок дна на протяжении нескольких геологических периодов неоднократно опускается и поднимается (рис. 35). Эти результаты наносят решающий удар по предположению о монотонном опускании литосферы в процессе ее остывания. Остывание происходит, но оно, видимо, не имеет решающего влияния на батиметрическое положение поверхности дна.

В качестве другой причины указывается нагрузка осадков. Известно, однако, что плотность осадков много ниже плотности того мантийного материала, который должен быть выдавлен из-под коры и, следовательно, погружение, вызываемое этой причиной, всегда будет меньше мощности осадков. А так как среди осадков шельфов преобладают либо мелководные морские, либо континентальные, то ясно, что этот механизм никак не может обеспечить наблюдаемого прогибания земной коры. Напротив, прогибание последней является причиной и мерой накопления осадков.

Следует также не забывать, что опускание охватывает не только периферию океана, но и всю его площадь, большей частью почти вовсе лишенную осадков.

Хотя указанные два процесса — остывание литосферы и накопление осадков — в некоторой (судя по всему, небольшой) мере могут содействовать прогибанию переходной зоны, основную причину прогибания следует видеть в том же процессе базификации

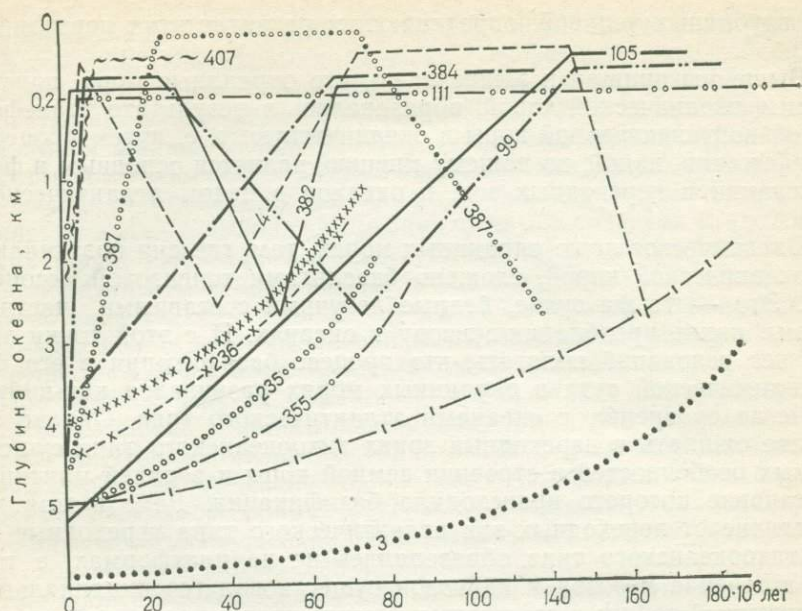


Рис. 35. Сопоставление теоретических и фактических кривых изменения глубин океана за последние 180 млн. лет. По Е. М. Рудичу (1981 г.).

Теоретические кривые: 1 и 2 — по Бергеру; 3 — по Пирсонсу и Слэйтеру; 235, 236 — по Винсенту и др., для точек в Индийском океане, рассчитанные по методу Склейтерса, Бергера и др. Фактические кривые: 4, 99, 105, 111, 355, 382, 384, 387, 407, характеризующие реальные изменения глубины океана в соответствующих точках глубоководного бурения. Ссылки и обоснования [см. Е. М. Рудич (1981 г.)]

коры, который вызывает прогибание всей площади океана. Это прогибание сперва выражено в опускании отдельных грабенов, а затем приобретает все более региональный характер. Оно образует континентальный склон, окраинные плато и все ложе океана.

Мы полагаем, что все то, что здесь сказано об образовании океанов, можно перенести на глубокие континентальные депрессии, вроде Западно-Сибирской, Прикаспийской, Венгерской и др. Первой стадией их образования, подобно перифериям океанов, всегда является стадия авлакогенов — грабенов. Только позже прогибание приобретает региональный характер. Однако степень, которой достигает базификация коры в них, различна.

### Переходные зоны тихоокеанского типа

Строение и развитие переходных зон тихоокеанского типа много сложнее, чем переходных зон атлантического типа. Помимо разнообразия структурных форм (окраинные моря, островные дуги, глубоководные желоба, сейсмофокальные зоны Беньофа), для них характерна также интенсивная и пестрая по составу магматическая деятельность. Последняя особенно показательна для освеще-

ния глубинных условий, определяющих развитие этих переходных зон.

Выше мы пришли к заключению, что окраинные моря, подстилаемые океанической корой, образовались в результате трансформации континентальной коры в океаническую, т. е. путем процесса базификации, какой, по нашему мнению, является основным в формировании и переходных зон, и океанов в целом атлантического типа.

Океаническое ложе окраинных морей, там, где они подстилаются океанической корой, сложено базальтами толеитовой ассоциации. Это — те же сухие, бедные летучими составными частями магмы, какие преобладают всюду в океанах. И с этой точки зрения нет оснований полагать, что процесс базификации в его физико-химической сути в окраинных морях развивался как-нибудь иначе по сравнению с океанами атлантического типа. Однако мы вправе ожидать в переходных зонах тихоокеанского типа существенных особенностей в строении земной коры и верхней мантии, в обстановке которого происходила базификация. Дело в том, что в отличие от переходных зон атлантического типа переходные зоны тихоокеанского типа образовались не на платформах, а там, где в течение мезозоя и кайнозоя существовал геосинклинальный и орогенный режим и где поэтому можно предполагать иное состояние и коры, и верхней мантии.

Главная особенность этого состояния заключается в большой раздробленности коры и мантии. Для геосинклинального и орогенного режимов характерны глубинные разломы, не только пересекающие кору, но и глубоко уходящие в мантию. Можно ожидать также более высоких температур и в мантии, и в коре; кроме того, верхняя мантия должна быть менее истощенной, чем та, которая характерна для платформенной обстановки.

Однако последние особенности — температура и неистощенность верхней мантии — в значительной степени нейтрализуются, если мы учтем то состояние, в котором, по наиболее вероятным предположениям, находились области, ныне покрытые окраинными морями. Есть основания полагать, что окраинные моря заняли места бывших срединных массивов в мезозойско-кайнозойских геосинклиналях. Такие основания вытекают из соотношения по крайней мере некоторых окраинных морей с окружающими их структурами.

Пожалуй, наиболее очевидным примером является Карибское море, которое окаймлено с севера и юга складчатыми зонами Больших Антильских островов и Венесуэльских Анд. Не менее очевидно, что Японское море также расположено на месте бывшего срединного массива. Палеогеография и геологическое строение внутренней, обращенной к Японскому морю окраины Японии достаточно ясно свидетельствуют, что на месте Японского моря в течение всего мезозоя и вплоть до среднего миоцена существовали крупные поднятия, сложенные древними породами. По взаимоотношению со складчатыми зонами Камчатки и Сахалина место

срединного массива занимает и Охотское море. Срединный массив киммерийской геосинклинали Аляски, сложенный палеозойскими породами, раскрывается в сторону Берингова моря, позволяя предполагать, что и это море образовалось на месте срединного массива. Моря Банда, Сулавеси, Сулу — все это бывшие срединные массивы по отношению к окружающим их складчатым зонам. Геологическое строение краевой западной полосы Южного острова Новой Зеландии с выходами древних метаморфических и plutонических пород уже указывает на существование в палеозое и мезозое поднятого массива древних пород на месте Тасманова моря. Судя по разветвлению складок на севере Северного острова Новой Зеландии, между мысами Северный и Восточный, срединный массив существовал на месте Южно-Фиджийской котловины.

Предыстория других окраинных морей может быть предположена по аналогии с приведенными примерами. Не последнее значение в трактовке этой предыстории имеет форма очертаний окраинных морей: их преимущественно овальная форма очень близка к форме многих срединных массивов, расположенных на суше (срединные массивы Центральной Азии — Тибетский, Таримский и др. или Паннонский массив в Европе).

Мы полагаем, что все окраинные моря в переходных зонах тихоокеанского типа образовались на месте срединных массивов, располагавшихся внутри мезозойско-кайнозойских геосинклиналей.

Как говорилось выше, срединные массивы представляют собой малые платформы, которые, как и большие платформы, должны характеризоваться истощенной в той или иной степени верхней мантией. Температуры в мантии и коре также должны были быть ближе к платформенным, чем к геосинклинальным. Они сильно поднялись только в эпоху базификации, и до сих пор в разуплотненном состоянии верхних слоев мантии и в высоких тепловых потоках наблюдаются остатки этого последнего сильного прогревания. По аналогии мы предполагаем, что механизм этого прогревания имел характер зонной плавки.

Срединные массивы должны были разделяться и окаймляться складчатыми поясами, развивавшимися из более или менее сложных ортогеосинклиналей или же из одиночных интрагеосинклиналей. Фрагменты этих мезозойско-кайнозойских ортогеосинклиналей и складчатых зон мы видим на островах, принадлежащих к дугам I типа — на Камчатке, в Японии, на Филиппинах, в Новой Гвинее, Новой Зеландии и Новой Каледонии.

В других случаях между окраинными морями, т. е. бывшими срединными массивами, протягиваются островные дуги II типа. На них мы не видим признаков ортогеосинклинальной предыстории. Они образовались из молодых (не древнее позднего мела) прогибов, вытянутых вдоль разломов. Последние играют в истории этих островных дуг ведущую роль и принадлежат, несомненно, к разряду глубинных разломов, не только рассекающих кору, но и уходящих в верхнюю мантию. Интенсивный магматизм мантийного

происхождения является индикатором глубинности этих разломов. Интерес представляет то обстоятельство, что эти глубинные разломы и возникшие в очевидной связи с ними островные дуги II типа во многих случаях лежат на простирании ортогеосинклинальных складчатых зон, принадлежащих к островным дугам I типа. Сюда относится Камчатка, на простирании молодой ортогеосинклинальной складчатой зоны которой лежит Курильская дуга II типа. К той же категории надо отнести Аляскинский полуостров, переходящий по простиранию в Алеутскую дугу. Складчатые зоны Японии, Тайваня и Филиппин связаны между собой гирляндами вулканических островов, относящихся к дугам II типа. Складчатый пояс Новой Зеландии переходит к северу в дугу II типа Тонга-Кермадек. Да и все архипелаги мелких вулканических островов Меланезии связывают между собой Новую Зеландию и Новую Гвинею. А Малые Антильские острова служат связью между складчатыми зонами Больших Антильских островов на севере и Андами на юге. Такие взаимоотношения между фрагментами складчатых зон с ортогеосинклинальной предысторией и островными дугами II типа, на которых следов такой предыстории не видно, позволяют высказать два предположения. Одно предположение состоит в том, что островные дуги II типа образовались на месте бывших здесь раньше нормальных складчатых зон с ортогеосинклинальным развитием. Эти складчатые зоны были каким-то образом бесследно уничтожены, и ко времени заложения в позднем мелу прогибов, из которых позже возникли островные дуги, сохранились лишь глубинные разломы. Это предположение кажется не очень убедительным, так как если уничтожение складчатых структур связывать с базификацией (а другие способы разрушения таких структур трудно себе представить), то возникают временные несоответствия: многие прогибы на месте островных дуг II типа были заложены до того, как на месте соседних окраинных морей проявилась базификация.

Другое предположение, которое кажется более вероятным, состоит в том, что перечисленные фрагменты ортогеосинклинальных складчатых зон по простиранию переходили в глубинные разломы, находившиеся на месте будущих островных дуг II типа. Такой переход геосинклинали по простиранию в зоны разломов закономерен: он неоднократно отмечался на континентах [32] и является указанием на связь геосинклинального процесса с зонами глубинного дробления тектоносферы Земли. В свете этого толкования мы считаем, что срединные массивы, на основе которых образовались окраинные моря, были разделены зонами глубинного дробления тектоносферы. Частично эти зоны развивались как ортогеосинклинали, а частично они активизировались только в позднем мелу, когда вдоль них возникли прогибы, дальнейшее развитие которых мы характеризовали как режим приразломных парагеосинклиналей с проявлением вулканизма. Последний определил состав и строение коры, наблюдаемой сейчас на островных дугах II типа. Но не все зоны глубинных разломов трансформируются

затем в островные дуги: многие из них выражены сейчас в форме подводных валов. Примером является вал Кюсю-Палау, разделяющий Филиппинскую и Западно-Марианскую котловины, представлявшие в свое время, по-видимому, самостоятельные срединные массивы. Разделение бывших срединных массивов складчатými зонами или зонами глубинных разломов придает всей структуре переходной зоны на западе Тихого океана дробность. Кора и верхняя мантия разделены здесь на многочисленные глыбы. И процессе прогревания в этих глыбах и их базификация происходили в разное время.

Самым древним является Карибское море: оно образовалось в начале позднего мела или даже несколько раньше. На западной периферии Тихого океана самое древнее море (Тасманово) образовалось в конце мела или начале палеоцена, а самые молодые моря имеют плиоценовый возраст. Там, где на этой окраине между Евразией и Австралией, с одной стороны, и открытым океаном, с другой — расположено несколько окраинных морей, процесс базификации в общем распространяется от континента к океану. Однако в пределах каждого моря в отдельности удается подметить какую-либо последовательность и пространственную направленность процесса базификации или процесса остывания и консолидации вновь образовавшейся океанической коры, как это наблюдается, например в Атлантическом океане. По-видимому, в окраинных морях базификация и последующая консолидация происходили беспорядочно, захватывая всю площадь моря более или менее одновременно или в течение краткого геологического времени. Количество замеров тепловых потоков недостаточно, чтобы можно было заметить изменение их интенсивности с изменением возраста окраинных морей на периферии Тихого океана. Но выше уже отмечалось, что в наиболее древнем из окраинных морей (Карибском) кора и мантия уже успели остыть.

То, что кора в окраинных морях, где она имеет вполне океаническое строение, значительно толще, чем в открытом океане, можно поставить в связь с незавершенностью базификации. Толщина коры должна уменьшиться до нормальной, а моря должны углубиться после полного завершения процесса преобразования коры. Напомним, что в том же древнем Карибском окраинном море толщина твердой земной коры под глубоководными котловинами не превышает 10 км, т. е. близка к типичной океанической.

Располагавшиеся между срединными массивами складчатые зоны ортогеосинклинального развития представляли собой препятствия на пути базификации, и последняя их в той или иной мере обходила. Во-первых, кора в этих зонах была толще, чем на средних массивах, и содержала больше кислого материала. Во-вторых, располагаясь над глубинными разломами, эти зоны получали мощный подток воды, щелочей и кремнезема из мантии, что в еще большей степени предохраняло их от базификации. Правда, срединные концы структур Японских островов, Филиппин, Новой Зеландии и других островов дуг I типа, а также структур таких

полуостровов, как Камчатка или Аляска, указывают на то, что ортогеосинклинальные складчатые зоны не были полностью защищены от базификации. Но все же от них сохранились крупные фрагменты.

Когда возникли глубинные разломы между срединными массивами, ставшими потом окраинными морями, неизвестно. Но во всяком случае они уже существовали в конце мела. Отсюда следует, что в подавляющем большинстве случаев разломы возникали, когда на месте окраинных морей была еще континентальная кора. Наиболее далекие от континентов разломы образовались на границе между областью, покрытой в то время континентальной корой, и значительно более древней — раннемеловой и юрской океанической корой открытого океана. Другие разломы образовались внутри континентальной плиты. Т. И. Фролова с соавторами [53] уже высказывала идею, что на западной окраине Тихого океана существовавшая в то время континентальная кора подверглась дроблению в позднем мелу, чем и было положено начало формированию островных дуг. Этот процесс раскалывания коры по периферии Тихого океана, возможно, следует поставить в связь с тем, что именно в конце раннего мела — начале позднего мела произошло общее обострение контрастов в гипсометрическом положении окружающей суши и дна океана. На материках закончилось поднятием развитие мезозойских (киммерийских) геосинклиналей, а в океане, судя по осадкам на вершинах гийотов, в это же время произошло значительное погружение дна. Разломы, которые нас сейчас интересуют, образовали ступенчатые уступы на границе между материками и океаном.

К числу краевых разломов этого типа надо отнести и Охотско-Чукотский вулканический пояс, который был наиболее активен именно на рубеже раннего и позднего мела, в альбе-сеномане. Он разделил поднимающуюся область киммерийской Верхоянско-Колымской геосинклинали и начавшую погружаться Корякско-Камчатскую геосинклиналь. Можно думать, что к этой же группе должны быть отнесены Хонсю-Корейский и Сихотэ-Алиньский вулкано-генные пояса и некоторые разломы, возникшие в то же время на островах дуг I типа — на Камчатке, Японских и Филиппинских островах, Новой Гвинее и Новой Зеландии, а также по другую сторону океана, в Андах. Однако выделить эти разломы из числа многочисленных в этих областях разломов другого возраста и иного структурного значения мы сейчас не беремся.

Тектоническая история островных дуг I типа, как было сказано, подчиняется обычным закономерностям ортогеосинклинального полициклического развития, охватывающего весь фанерозой. В неогене наступил орогенный режим с андезитовым и андезитобазальтовым вулканизмом и образованием рядом с поднявшимися островами глыбоводных желобов. Для этого последнего этапа характерна глыбовая тектоника с разделением коры на блоки и их перемещениями по вертикальным разрывам. Отметим вертикальное положение разрывов на этом этапе.

Известная тектоническая история островных дуг II типа гораздо короче: она начинается только с позднего мела и по своей продолжительности соответствует одному тихоокеанскому тектоническому циклу, такому, который проявился, например на Камчатке или в Береговом хребте Южной Калифорнии. История этих дуг складывается из начального погружения земной коры и последующего расчленения ее на поднятие, сопровождаемое наземным андезитовым и андезито-базальтовым вулканизмом, и глубоководный желоб. Эта последняя стадия совпадает с орогенной стадией на островных дугах I типа, и мы также отнесли ее к орогенному режиму. Здесь на протяжении всей истории главенствуют вертикальные движения по вертикальным разрывам. Складчатость, связанная с горизонтальными перемещениями в земной коре, отсутствует. Все дислокации носят глыбовый характер, и в конце концов островная дуга приобретает облик сложного горста, а глубоководный желоб — сложного грабена.

Какое значение имеют изгибы островных дуг, каково происхождение дугообразных форм?

Форма островных дуг чрезвычайно разнообразна. Некоторые цепочки островов действительно дугообразны (например, Алеутские, Курильские, Бонино-Марианские острова и др.). Но острова Тонга и Кермадек образуют прямую линию. Большие острова Индонезии (Суматра, Ява др.), расположенные восточнее, представляют, скорее, ломаную линию, чем дугу, хотя еще восточнее расположена очень крутая дуга островов Банда. Чрезвычайно сложные формы наблюдаются в расположении островов Филиппинского архипелага и в районе о-ва Сулавеси. Так что возводить дугообразное расположение островов в переходных зонах тихоокеанского типа в обязательное правило, по-видимому, нет оснований. Наблюдаемое здесь разнообразие форм расположения структурных форм такое же, какое повсеместно проявляется и на материках. На них также имеются крутые (например, Карпаты или Западные Альпы) и пологие дуги (Гималаи), прямолинейные зоны (Южный и Средний Урал) и ломаные (на Северном и Полярном Урале).

Поэтому нет необходимости выискивать какие-то специфические причины наблюдаемых среди островных дуг форм пространственного расположения структур. Эти причины общие и для переходных зон, и для внутренних частей континентов, и, прибавим, для внутренних частей океанов, что выводит данную проблему за рамки нашей книги. Заметим только, что причины того или иного пространственного расположения структур следует, по-видимому, искать в неоднородностях строения литосферы, созданных всем предшествующим ее развитием. Существует общая в истории земной коры и очень древняя тенденция к созданию округлых или овальных крупных структурных форм. Наилучшим образом эта тенденция была выражена в архее, когда почти все крупные структуры имели овальную или округлую куполовидную форму. В более поздние эры эта тенденция в значительной степени нарушилась в связи с появлением прямолинейных глубинных разломов, но все

же до самого последнего времени она «просвечивала» там, где горные хребты образовывали дуги и где возникали почти замкнутые овалы.

В течение всей истории развития островной дуги II типа проявляется чрезвычайно интенсивный магматизм. Несмотря на большую пестроту состава магматических продуктов, выделяемых в прогибе на месте будущей островной дуги, все же можно отметить общую тенденцию, которая состоит в том, что на первых порах преобладают толеитовые базальты [53]. Их состав указывает на то, что они выплавлялись на глубинах от 35 до 60 км при общем давлении 10—15 кбар и давлении воды 1,5—2 кбар. Эти условия близки к тем, при которых выплавляются базальты срединных хребтов. Но базальты островных дуг несколько богаче калием и в них меньше железа. Однако натровая тенденция в них сохраняется. Иногда содержание калия достигает 1 % и порода приближается к трахибазальтам. Это обогащение калием на ранних стадиях развития островных дуг можно связать с поглощением щелочей из пород континентальной коры, и, следовательно, оно служит косвенным подтверждением того, что такая кора была здесь раньше.

Излияния базальта в стадию прогибания сопровождаются интрузиями габбро. Происходят также внедрения и излияния средних и кислых магм: диоритов, гранодиоритов, гранитов, андезитов, дацитов и липаритов. Возможно, что частично эти породы могут рассматриваться как продукты дифференциации базальтовой магмы в промежуточных очагах. Но основной их источник все же глубинный — мантийный. На это указывает большой объем средних и кислых пород, обогащенность их щелочами, натровая специализация. Об этом глубинном источнике говорится ниже.

В прогибах накапливаются также осадочные и осадочно-вулканогенные породы. Многие осадочные породы произошли от разрушения вулканических толщ. В отличие от настоящих геосинклиналей здесь отсутствует типичный флиш. Общая мощность осадочных и вулканогенных пород может достигать 6—7 км.

Следующая (заключительная) стадия, когда возникает расчленение на поднятие островной дуги и прогиб глубоководного желоба, характеризуется, как уже неоднократно указывалось, известково-щелочными магмами в форме наземных излияний базальтов, андезитов и андезито-базальтов с преобладанием вторых и третьих. Объем андезитов и андезито-базальтов настолько велик, что считать их продуктом дифференциации основной магмы совершенно невозможно: они представляют собой вполне самостоятельную андезитовую и андезито-базальтовую магму, генерируемую самостоятельным процессом. Этот процесс генерации больших объемов андезитовой магмы составляет сейчас одну из тем горячих дискуссий в науках о Земле. Вместе с тем дискутируется вся проблема выплавления средних и кислых магм из мантии.

Еще Г. С. Горшков [12] указал на то, что андезиты островных дуг в своем образовании не зависят от местных особенностей

строения земной коры, что они одинаковы как на континентальной, так и океанической коре, и, следовательно, их источник находится глубже коры, в верхней мантии. Хотя до сих пор высказывается точка зрения, связывающая андезиты с корой, идея Г. С. Горшкова о мантийном происхождении андезитов и андезитобазальтов островных дуг, несомненно, имеет за собой веские основания. Кроме тех доводов, которые были высказаны Г. С. Горшковым, следует указать на низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равное в среднем 0,7037, т. е. имеющее мантийный характер. В отличие от спокойного (в стадию прогибания земной коры) излияния лав наземный андезитовый и андезито-базальтовый вулканизм несет все признаки чрезвычайного обилия сопровождающих его газов, что выражено во взрывном характере вулканизма и в интенсивном выделении пироклаستيки.

Известно, что и во внутриконтинентальных областях орогенный режим сопровождается излияниями андезитов. На островных дугах андезиты отличаются от континентальных несколько меньшим содержанием кремнезема, а также рубидия, бария, стронция, тория, циркона. Но андезиты островных дуг очень богаты калием, хотя натрий все же всегда преобладает. Общее содержание окиси калия в них вдвое больше, чем должно было быть, если бы андезиты образовались путем дифференциации толеитовых базальтов. В этих андезитах также много воды и хлора [54].

Известно, что «тектоника плит» связывает образование известково-щелочных магм (и в первую очередь андезита) с процессом субдукции океанической литосферы. Мы определили выше свое отношение к субдукции вообще. Оно не изменится и после рассмотрения предполагаемой роли субдукции в магмообразовании.

Существует несколько гипотетических схем, связывающих субдукцию с образованием магм. Наибольшим распространением пользуются взгляды Т. Х. Грина и А. Е. Рингвуда [13], в которые вносятся иногда некоторые несущественные модификации. Эти взгляды предполагают многоступенчатый процесс: сначала происходит выплавление базальтов из ультраосновной мантии; эти базальты поднимаются и в свою очередь испытывают фракционирование с выделением пород с модалным кварцем; далее следует погружение, которое связывается с субдукцией океанической литосферы, и новое фракционирование с образованием известково-щелочных магм.

Сложность этого процесса делает его весьма ненадежным. Ю. С. Геншафт [10] отмечает, что воды в мантии мало и что она к тому же едва ли может проникнуть в заметном количестве глубже 100 км. Для плавления пиролита потребуется температура не ниже 1000°C. При достижении этой температуры будет плавиться и верхний слой океанической литосферы с образованием дацита, а это послужит барьером, так как дацитовый слой будет поглощать всю воду. Весьма сомнительно, чтобы в указанных условиях могли образоваться кварцевые эклогиты; при эклогитизации кремнезем выносится вверх вместе с летучими.

Более общее возражение состоит в том, что для приведения в действие всего указанного механизма необходимы высокие температуры в верхней мантии, на которые к стати указывает и повышенный тепловой поток, всегда наблюдаемый в окраинных морях над зоной Беньофа. Между тем океаническая литосфера по концепции «тектоники плит» опускается только потому, что она остыла и, следовательно, должна оказывать на верхнюю мантию охлаждающий эффект. Этот эффект пытаются нейтрализовать, предполагая, что при погружении океанической литосферы на ее поверхности развивается трение, которое ведет к повышению температуры. Это предположение чрезвычайно уязвимо. На тех глубинах, на которых этот процесс предполагается, и при тех скоростях движения погружающейся плиты, которые считаются наиболее вероятными (не более нескольких сантиметров в год), явления на контакте погружающейся плиты и вмещающей среды должны носить пластический характер. Тем более они станут такими сразу же, как только произойдет плавление на поверхности погрузившейся литосферы. Так что на поверхности погружающейся литосферы будет лишь вязкое течение, термический эффект которого ничтожен [20]. Е. В. Артюшков [2] указывает, что погружающаяся «холодная» океаническая литосфера должна не нагреваться, а охлаждать окружающую мантию.

Не менее общее возражение состоит в том, что для образования необходимого объема известково-щелочных магм в океанической литосфере нет достаточного количества щелочей и неизбежно предполагать, что они доставляются в нужное место и в нужное время из какого-то особого источника.

Первоначально представлялось, что магмообразующая роль субдукции подтверждается зависимостью изменения состава магм от глубины залегания зоны Беньофа под данным местом. Впервые эта идея была высказана Г. Куно, который отметил изменение состава базальтов от толеновых до щелочных по мере углубления зоны Беньофа. Позже У. Диккинсон и Т. Хазертон пытались установить строгую корреляцию между содержанием калия в магмах и глубиной зоны Беньофа. Они считали также, что андезит появляется на поверхности над некоторой определенной глубиной зоны Беньофа. Однако уже через два года те же авторы высказали сомнение в том, что такая корреляция действительно существует [77]. Дальнейшее изучение этого вопроса показало, что, хотя общая тенденция увеличения содержания калия от океана к континенту существует, она не связана с глубиной зоны Беньофа. Например, между Курильскими островами и Камчаткой изменения происходят не вкрест простирания островной дуги, а по простиранию ее, с переходом от океанической коры средней части Курильской дуги к континентальной коре Камчатки. Устанавливается зависимость содержания калия от толщины континентальной коры, а также от различных местных особенностей ее строения. Не оказалось и приуроченности выделения андезита к определенной глубине зоны Беньофа: при одной и той же глубине ее на поверхность вы-

деляются разные магмы и, наоборот, одинаковые магмы поднимаются над местами с большими различиями в глубине той же зоны. Ряд возражений против магмообразующей роли субдукции были высказаны со стороны других авторов [118].

В результате возникло суждение, что роль субдукции в магмообразовании совершенно неясна и, вернее всего, ее просто нет, а главным условием для выделения известково-щелочных магм является наличие значительных объемов неистощенной мантии, которая может поставлять щелочи и флюиды [57].

Нам неясно, следует ли искать для процесса выплавления известково-щелочных магм каких-либо сложных условий. В свете новейших экспериментальных исследований андезит может быть выплавлен прямо из перидотита мантии при температуре 1000—1100°C при широком диапазоне давления от нескольких до 2000 МПа. Для этого требуются присутствие воды и принос щелочей [24].

Такая температура вполне может быть достигнута в условиях переходных зон тихоокеанского типа на очень небольшой глубине под корой. Небольшая глубина выплавления андезитов и андезито-базальтов подтверждается и составом ксенолитов в лавах вулканов островных дуг. В них отсутствуют минеральные парагенезисы эклогитов и гранатовых перидотитов, тогда как для них характерен «габбровый» парагенезис [10].

Что касается приноса воды и щелочей (в первую очередь калия), то можно представить себе, что в эпоху взрывного андезитового и андезито-базальтового вулканизма существует сильный подток флюидов из недр Земли. Основным флюидом на глубине является водород. Вода, образуемая при его окислении в процессе подъема, несет в своем растворе щелочи.

Ю. С. Геншафт с соавторами указывает и другой путь образования андезитов на малой глубине, связанный с прямым фракционированием базальтов. Предполагается, что выплавляемая из мантии базальтовая магма обособляется около подошвы коры и превращается в результате метаморфизма в гранулиты и амфиболиты. Последующее прогревание этих пород приведет к появлению расплава, имеющего состав от андезита до андезито-базальта. Этот процесс также требует высокого давления воды и присутствия щелочей.

Можно думать, что оба пути образования андезитовой и андезито-базальтовой магм — прямое выплавление из перидотитов мантии и плавление амфиболитов в подошве коры — могут существовать. Возможно, что первый более свойствен тем областям переходных зон, которые испытали базификацию и сложены уже тонкой океанической корой, тогда как второй более вероятен в областях с толстой континентальной корой, с какой мы встречаемся, например на Камчатке или внутри континента. Он, например, может определять генерацию андезитовых магм Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Наиболее важным обстоятельством, объединяющим оба способа генерации андезитовых магм, является необходимость приноса

больших количеств воды и щелочей. В конце концов, задача сводится к тому, чтобы найти их источники. Очевидно, можно представить себе два типа таких источников. Один из них связан с континентальной корой, в которой всегда имеются породы, содержащие воду и щелочи, и эти составные части могут быть поглощены магмой, особенно если взаимодействием ее с вмещающими породами содействует обстановка закрытых очагов. Возможно, что этот источник играет основную роль в образовании андезитовых магм в зонах орогенного режима на континентах.

Другой источник связан, наоборот, с глубокими зонами верхней мантии. Выше указывалось, что в настоящее время предполагается разделение верхней мантии в геохимическом отношении по вертикали на два слоя: сверху — слой в той или иной мере истощенной мантии, внизу — неистощенная мантия, сохранившая в своем составе щелочи, легкие редкоземельные и радиоактивные элементы. Граница между этими слоями проходит на глубине около 200 км. Этот нижний слой и может служить источником водорода и щелочей.

Тут как раз и сказывается различие между тектоносферой океанов атлантического типа и тектоносферой тихоокеанских переходных зон. Первые характеризовались цельностью и монолитностью, в них все глубинные разломы плотно закрыты и залечены. Вторые разбиты глубочайшими разломами, уходящими на глубину многих сотен километров. Эти разломы разделяли глыбы, на которых образовались окраинные моря. И если сами глыбы с их режимом срединных массивов были в значительной степени стабильны, швы между ними были весьма подвижны. Эта подвижность крыльев разломов предотвращала залечивание последних: разломы сохранялись как подвижные контакты между глыбами и как каналы для перемещения легких элементов. Наша идея заключается в том, что эти разломы достигали слоя неистощенной мантии и служили путями подъема водорода и щелочей к тому уровню, где происходило частичное плавление перидотита. В связи с приносом щелочей плавление перидотита вело к образованию андезитов и андезито-базальтов.

То обстоятельство, что усиленное выделение известково-щелочных магм на островных дугах проявилось в новейшую эпоху, когда орогенный режим с аналогичным магматизмом охватил огромные по протяженности подвижные зоны на континентах, показывает, что интенсивная мобилизация летучих из неистощенной мантии была приурочена к импульсу теплового возбуждения мантии в глобальном масштабе. О причинах такого единовременного глобального возбуждения мы здесь говорить не будем. Некоторые предположения по этому поводу автор высказал в другом месте.

Все указанные процессы выплавления магм разного состава из мантии то при более слабом, то при более сильном приносе легких элементов определяют состав земной коры островных дуг II типа. Значительная мощность этой коры и большая роль в ее составе средних и кислых пород являются препятствием для про-

цессов базификации, почему эти островные дуги сохраняются поднятыми среди области, подвергшейся региональной базификации и океанизации.

Тут следует отметить, что, несмотря на большой вынос летучих и щелочей, в островных дугах II типа отсутствуют региональный метаморфизм и анатексис. Хотя из мантии поднимаются горячие флюиды и магмы, земная кора не обнаруживает признаков сильного прогревания. Очевидно, что флюиды и магмы проходят сквозь кору на поверхность, не взаимодействуя с окружающими породами. Даже интрузии средней и кислой магм не вызывают во вмещающих породах сколько-нибудь значительных изменений.

Эти обстоятельства следует связать преимущественно с характером проницаемости земной коры. Проницаемость ее велика, носит сосредоточенный характер и, главное, является открытой; она приурочена к вертикальным разломам, разделяющим кору на глыбы. Магмы и флюиды быстро поднимаются по таким разломам и в значительной степени сразу достигают поверхности, оставив за собой маловыраженный тепловой след. Отсутствие рассеянной проницаемости не позволяет флюидам и интрузивной магме широко пропитывать кору и вызывать ее прогревание в большом объеме.

Аналогичная обстановка характерна для орогенных режимов и на континентах. Там также магмы, пользуясь глубинными открытыми разломами, проходят через кору, почти не имея никакого взаимодействия с окружающими породами.

Отсутствие прогрева коры и регионального метаморфизма приводит к тому, что в островных дугах II типа нет складчатости общего смятия. Дислокации ограничиваются глыбовым типом. Сочетание мантийных магм с глыбовыми дислокациями очень характерно для переходных зон тихоокеанского типа. Но оно характерно также и для орогенного режима на континентах. Только инверсионная стадия развития геосинклиналей сопровождается интенсивным взаимодействием флюидов и магмы с вмещающими породами. Флюиды приобретают калиевую специализацию, вода имеется в изобилии, проницаемость коры носит рассеянный характер, и она не сквозная, а закрытая. Тогда кора может испытать сильный прогрев и в ней происходит региональный метаморфизм, анатексис, мигматизация, а также складчатость общего смятия, которая в своем происхождении тесно связана с прогреванием коры.

Глыбовые дислокации при отсутствии складчатости общего смятия типичны также для парагеосинклиналей в течение всего периода их развития. Поэтому мы и отнесли островные дуги II типа к парагеосинклиналям, подчеркивав, однако, что это — особые парагеосинклинали с сильным проявлением вулканизма, указывающего на глубинный характер разломов.

Глубинные разломы, по которым в переходных зонах тихоокеанского типа поднимаются летучие и щелочи, — это сейсмофокальные зоны Бенъофа. Мы предполагаем, что именно они служат каналами для подвижных элементов. В принятой здесь трактовке зо-

ны Беньофа являются по терминологии Ю. М. Шейнманна [56] тектоферами.

Зоны Беньофа ставят перед нами ряд проблем. Одна из них — их наклон. Известно, что «тектоника плит» не в состоянии сколько-нибудь удовлетворительно объяснить тот факт, что зоны Беньофа наклонены под углами от 30 до 60° и почти никогда не бывают вертикальными. В самом деле, почему океаническая литосфера, опускаясь в мантию, тонет в ней не вертикально, а наклонно?

Вопрос в такой постановке не должен нас интересовать, поскольку мы отрицаем существование субдукции вообще. Мы должны искать объяснение наклонному положению зоны Беньофа с иной точки зрения.

Объяснение, как нам кажется, следует видеть в том, что в переходных зонах тихоокеанского типа контактируют мантии с разными температурами и поэтому с разной плотностью. Мантия всей переходной зоны противопоставляется мантии открытого океана. Первая (когда происходила базификация континентальной и образование молодой океанической коры) была очень сильно прогрета и до сих пор сохраняет повышенные температуры, что отражается в высоких тепловых потоках и в пониженных сейсмических скоростях в кровле мантии. Вторая, подстилающая более древнюю океаническую кору, уже успела остыть, что отражается и в тепловых потоках, не превышающих нормальную величину, и в высоких сейсмических скоростях в кровле мантии.

Температурному контрасту должен соответствовать контраст плотностей. Верхняя мантия переходной зоны является в целом разуплотненной по отношению к верхней мантии открытого океана с относительно древней корой. Верхняя мантия открытого океана, будучи хотя и холоднее верхней мантии переходной зоны, все же вблизи контакта с горячей мантией нагрета достаточно, чтобы сохранить способность к пластическому течению под влиянием длительных нагрузок. Поэтому следует ожидать подтекание относительно тяжелой мантии океана под более легкую мантию переходной зоны. Эта более легкая мантия одновременно растекается поверх подтекающей тяжелой мантии. Отсюда наклон зоны Беньофа, являющийся контактом между мантиями разной плотности. Глубина зоны Беньофа определяется глубиной проникновения плотностных контрастов.

Плотностные контрасты между мантиями существуют не только на границе переходной зоны с открытым океаном, но и внутри переходной зоны, поскольку она состоит из отдельных блоков, разогревание и остывание которых происходило в разное время. Отсюда — возможность образования зон Беньофа между блоками переходной зоны и отсюда же их наклон, определяемый всегда взаимоотношением плотностей двух соседних мантий. Это толкование позволяет понять и «обратное» положение зон Беньофа вдоль Соломоновых островов и Новых Гебрид. Впадина Кораллового моря испытала базификацию в эоцене, тогда как Северо-Фиджийская котловина прошла через тот же процесс в миоцене, когда

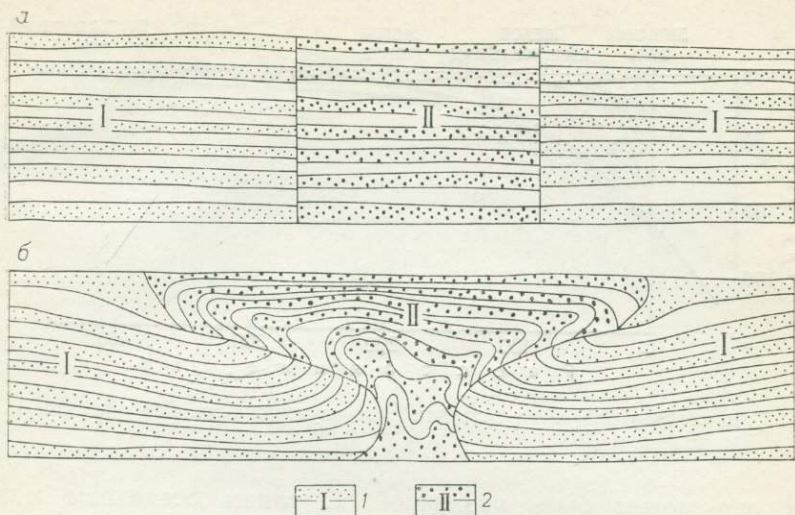


Рис. 36. Модель, воспроизводящая расплывание более легкого блока пластического материала поверх более тяжелого и подтекание последнего. По В. В. Белоусову (1976 г.).

*а* — первоначальный вид образца; *б* — вид образца через 4 часа после начала эксперимента. 1 — слоистая толща из смеси 90%-ной канифоли (90% канифоли, 10% масла) с глиной (плотность 1,15 г/см<sup>3</sup>); 2 — слоистая толща из 80%-ной канифоли (плотность 1,0 г/см<sup>3</sup>)

мантия Кораллового моря уже успела в значительной степени остыть. Отсюда и надвигание мантии Северо-Фиджийской котловины на мантию Кораллового моря и подтекание второй под первую.

На рис. 36 воспроизведен результат эксперимента с пластичными средами разной плотности. Среда меньшей плотности была в виде вертикального блока помещена между двумя блоками большей плотности. По истечении некоторого времени более плотный материал подтек под менее плотный, а этот последний распространился поверх первого. Образовались две наклонные в разные стороны «зоны Беньофа».

На рис. 37 сведены фигуры отдельных зон Беньофа в их поперечном сечении. Кривые вполне соответствуют формам, которые должны получаться при предполагаемом процессе натекания-подтекания на контакте сред с разной плотностью.

При натекании и подтекании на границе сред с разной плотностью происходят относительные перемещения: более плотная среда скользит по этому контакту наклонно вниз, менее плотная — наклонно вверх. Эти же движения регистрируются в очагах землетрясений вдоль зоны Беньофа. Наклон зоны Беньофа определяется соотношением горизонтальной и вертикальной составляющих движений. Но никакой субдукции океанической литосферы не происходит: вдоль контакта оседает вся мантия в полосе, ширина которой определяется вязкостью вещества мантии, и в разных слу-

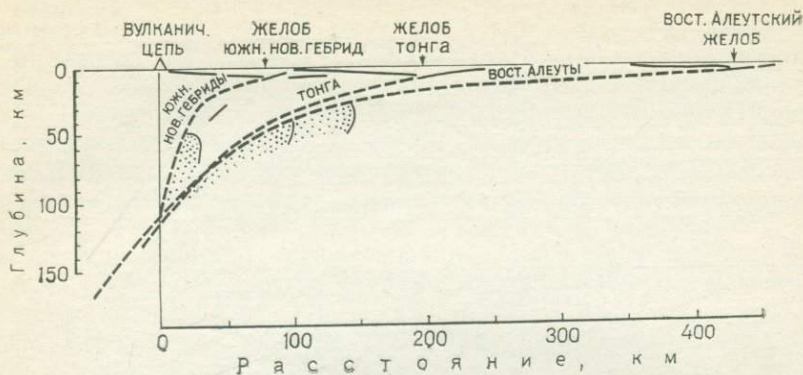


Рис. 37. Форма верхней части трех наиболее изученных зон Бенъофа. По Д. Каригу и Дж. Шарману [83]

чаях она может быть различной. С таким оседанием можно связать образование как первичного прогиба на месте будущей островной дуги II типа, так и глубоководного желоба.

Подтверждение гипотезе субдукции океанической литосферы видят обычно в том, что зона Бенъофа сопровождается слоем толщиной до 100 км, в котором наблюдаются повышенные по сравнению с окружающей мантией сейсмические скорости и высокое значение коэффициента  $Q$ , что означает малую величину затухания сейсмических волн. Однако этому слою может быть дано иное толкование.

Если мы предположим, что вдоль зоны Бенъофа поднимается водород, представляющий наиболее распространенный в глубоких недрах летучий элемент, а вслед за ним поднимаются и другие флюиды (азот, метан, сероводород и т. д.), то в существующей на глубине восстановительной обстановке эти флюиды должны извлекать из окружающей среды щелочи (главным образом, калий) и увлекать их с собой [21]. В результате вдоль зоны Бенъофа в прилегающей среде произойдет дифференциация, в процессе которой среда станет беднее щелочами и другими подвижными элементами, а остаток приобретает большую плотность, чем исходный материал. Этот остаток и образует тот уплотненный слой, который «тектоника плит» рассматривает как «язык» опускающейся океанической литосферы. Такое толкование наклонной зоны Бенъофа уже было предложено П. М. Сычевым [46] (рис. 38), а еще раньше А. Г. Гайнановым [9]. О связи высокоскоростного слоя с выщелачиванием писал Р. З. Тараканов (1978 г.).

Поднимаясь, водород достигает того уровня, где возможно его окисление, и образовавшаяся вода способствует тому, чтобы в верхних слоях мантии произошло частичное плавление ультрабазитов с образованием базальтов, андезито-базальтов или андезитов. Водные растворы доставляют в те же верхние слои мантии и кору щелочи, другие легкие элементы, радиоактивные элементы и

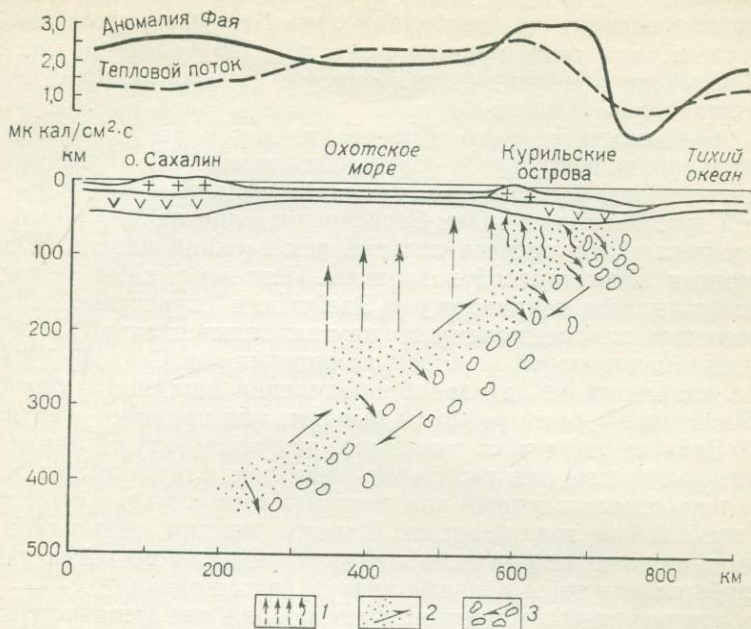


Рис. 38. Схема глубинных процессов в верхней мантии систем островных дуг и желобов. По П. М. Сычеву [46].

1 — тепловой поток, 2 — восходящий поток дифференциатов, 3 — нисходящий поток тяжелого, остаточного после дифференциации вещества (уплотненная зона)

кремнезем, выщелоченные по пути из окружающих пород и растворенные в воде. В результате образующиеся магмы носят известково-щелочной характер.

Е. Н. Люстих [23] в своей чрезвычайно интересной статье о роли дифференциации в мантии Земли указывал на то, что наклонные каналы в мантии особенно благоприятны для процессов дифференциации, так как отделяющиеся поблизости от таких каналов и ниже их легкие составные части, поднимаясь, быстро достигают полости канала и затем свободно поднимаются по ней. Путь, которые легкие вещества должны в этом случае совершить сквозь цельную породу, короткий, и такой канал на своем протяжении может собрать большие объемы легких дифференциатов. Если же существуют только вертикальные каналы, то в них может попасть лишь очень малый объем легких продуктов, а большая часть их будет вынуждена проделывать сквозь цельную породу очень далекий путь наверх. О выделении калия из недр по глубинным разломам писал Ф. А. Летников (1977 г.).

В этом толковании наклон зоны Беньофа является вторичным: он возник в результате пластического течения на контакте между средами разной плотности. Так как последняя является функцией температуры, то при изменении температур соотношение плотностей между соседними блоками может измениться и тогда про-

изоидет перестройка на контакте, и зона Беньофа может изменить свой наклон. Тем самым мы находим гораздо более правдоподобное объяснение «качанию» зон Беньофа, чем то, которое предлагается «тектоникой плит».

Это толкование условий образования зон Беньофа вполне пригодно для объяснения таких зон, наблюдаемых и в других местах, например в Средиземноморье, вдоль Геленской и Калабро-Сицилийской дуг. Верхняя мантия Эгейского и Тирренского морей, судя по всем признакам, нагрета сильнее, чем верхняя мантия Ионического моря и Левантйской котловины. Поэтому и наклон этих сейсмофокальных зон направлен под Эгейское и Тирренское моря.

Возникает вопрос, почему во внутриконтинентальных областях мы не знаем или почти не знаем наклонных зон Беньофа? Почему там на контактах между зоной проявления орогенного режима и спокойной платформой разломы бывают, как правило, вертикальными? Ведь не подлежит сомнению, что температура мантии под зонами орогенного режима выше, чем под платформами, и, следовательно, температурный контраст и в этих случаях существует.

Можно также задать вопрос, почему внутри материков эти разломы, судя по сейсмическим очагам, никогда не достигают такой глубины, как зоны Беньофа вокруг Тихого океана?

То, что разломы, ограничивающие подвижные зоны внутри континентов, почти всегда либо вертикальны, либо очень круты, видимо, является результатом значительно большей, чем под океанами, вязкости мантии под платформами. Эта мантия не способна в рамках того времени, которое «отведено» на развитие орогенного режима, испытать заметное течение. Поэтому она не способна подтекать под более нагретую мантию орогенной зоны и, следовательно, нагретая мантия не может растекаться поверх мантии платформы. Это оказывается возможным только в тех случаях, где мантия достаточно прогрета по обе стороны от разлома. Например, на границе Памира и Южного Тянь-Шаня с более нагретой мантией интенсивно поднимающегося Памира контактирует хотя и несколько более холодная, но все же нагретая мантия Южного Тянь-Шаня, испытавшего в недавнее геологическое время эпиплатформенный орогенез. Здесь подтекание мантии Южного Тянь-Шаня под мантию, Памира оказалось возможным и поэтому разлом приобрел заметный наклон.

Большая прочность континентальной мантии, по-видимому, препятствует проникновению глубинных разломов на такие глубины, которые оказываются достижимыми для разломов в переходных зонах тихоокеанского типа между континентом и океаном.

Насколько известно, крутые разломы на континентах не сопровождаются слоями уплотнения, такими, какие наблюдаются вдоль наклонных зон Беньофа. В этом можно видеть подтверждение соображениям Е. Н. Люстиха о влиянии наклона разломов на ширину захвата прилегающей среды процессами дифференциации.

Следует также ответить на вопрос о том, когда возникли зоны Беньофа. Нет никаких оснований полагать, как это делает «текто-

ника плит», что эти зоны на западе Тихого океана существовали в течение всего мезозоя. Никаких признаков их существования в столь отдаленные геологические времена нет. Можно лишь обсуждать вопрос, существовали ли эти зоны в качестве каналов, подводящих воду, щелочи и другие подвижные составные части к поверхности, уже в позднем мелу, когда начинается известная история островных дуг II типа, или же они возникли только в орогенную стадию, когда начались особенно интенсивные излияния андезито-базальтов и андезитов.

Хотя в начальные стадии этой истории, как указывалось, преобладали базальты, они отличались от обычных океанических базальтов более высоким содержанием воды и щелочей. Иногда содержание последних оказывалось столь высоким, что базальты принимали отчетливо щелочной характер, а содержание воды, как уже сообщалось, достигало в них 5%. Кроме этого, наряду с базальтами среди вулканогенных пород островных дуг II типа в те же начальные стадии их развития появляются андезиты и более кислые магмы, которые трудно считать простыми дифференциатами базальтов.

Отсюда следует вывод, что зоны Беньофа, как поставщики глубинных флюидов, возникли одновременно с образованием первоначальных прогибов на месте будущих островных дуг II типа. Однако вплоть до неогена, когда произошло поднятие островных дуг и началось сильное наземное извержение андезитовой и андезито-базальтовой магмы, активность этих разломов была незначительной. Возможно, что в то время эти разломы были еще вертикальными или очень крутыми. Только при новом импульсе прогрессивного разогревания мантии, когда благодаря понижению вязкости среды оказалось возможным течение на контактах мантий с разной плотностью и разломы приняли наклонное положение, глубинные флюиды стали подниматься по таким разломам гораздо интенсивнее и их подъем сопровождался выщелачиванием значительного по толщине слоя вдоль наклонного разлома. Тогда и произошел «взрыв» андезитового вулканизма на поверхности, сопровождаемый выделением больших объемов газов. Можно думать, что и сама инверсия в первичных прогибах, когда образовались поднятия островных дуг, явилась результатом действия тех же флюидов; последние, вызвав плавление в самых верхних слоях мантии и в основании коры, привели к диапировому нагнетанию магматических масс под кору и внутри нее, что и вызвало ее поднятие.

На рис. 39 и 40 сделана попытка схематично изобразить наши представления о развитии переходной зоны на западе Тихого океана. Изображены температурные различия в мантии, их эволюция, процессы базификации, происходящие неодновременно на разных участках, образование разломов, превращающихся с течением времени в зоны Беньофа.

По другую сторону Тихого океана, в Южной Америке, переходная зона включает Анды и глубоководный желоб. Мы уже видели, что этот глубоководный желоб столь же молод, как и другие

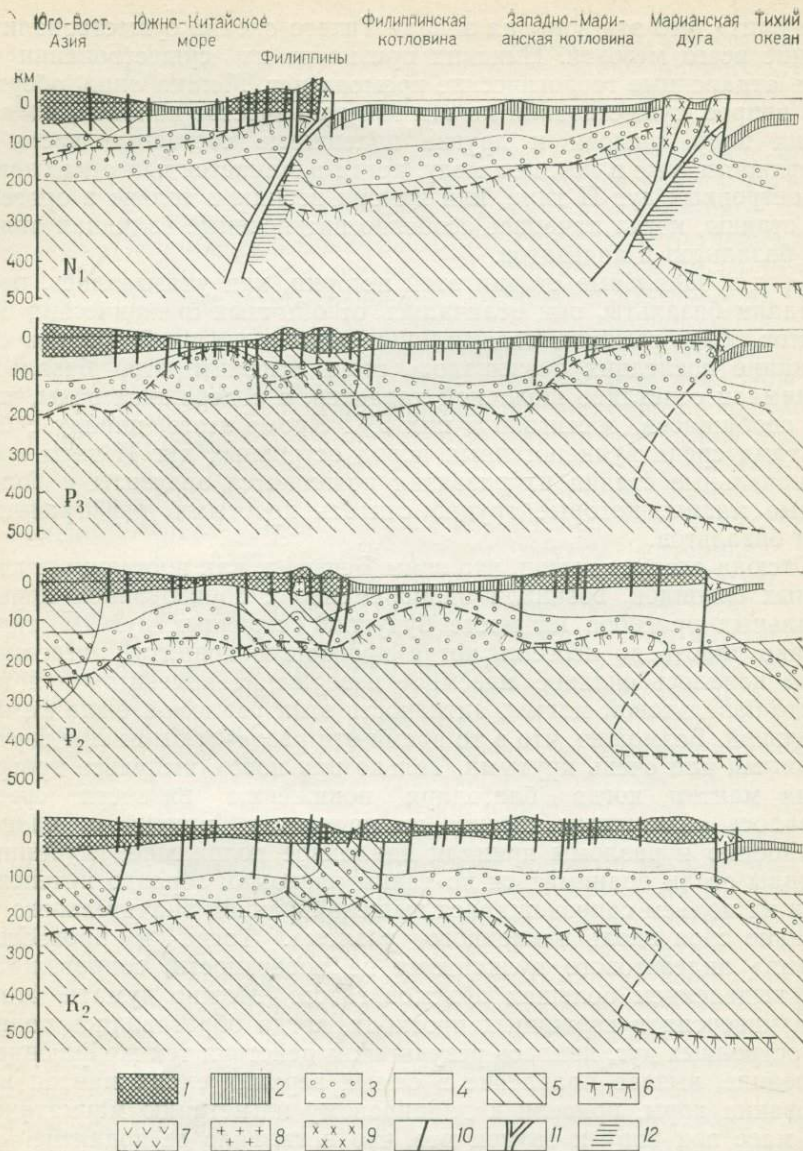


Рис. 39. Гипотетическая схема эволюции глубинных условий в переходной зоне на западе Тихого океана в районе Филиппинских островов и Марианской дуги от позднего мела до миоцена.

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — астеносфера; 4 — истощенная мантия; 5 — неистощенная мантия; 6 — условная изотерма и подъем anomalно разогретой мантии; 7 — толентовые базальты; 8 — региональный метаморфизм и гранитизация; 9 — андезиты, андезито-базальты; 10 — разрывы; 11 — зона Беньофа; 12 — зона выщелачивания и уплотнения

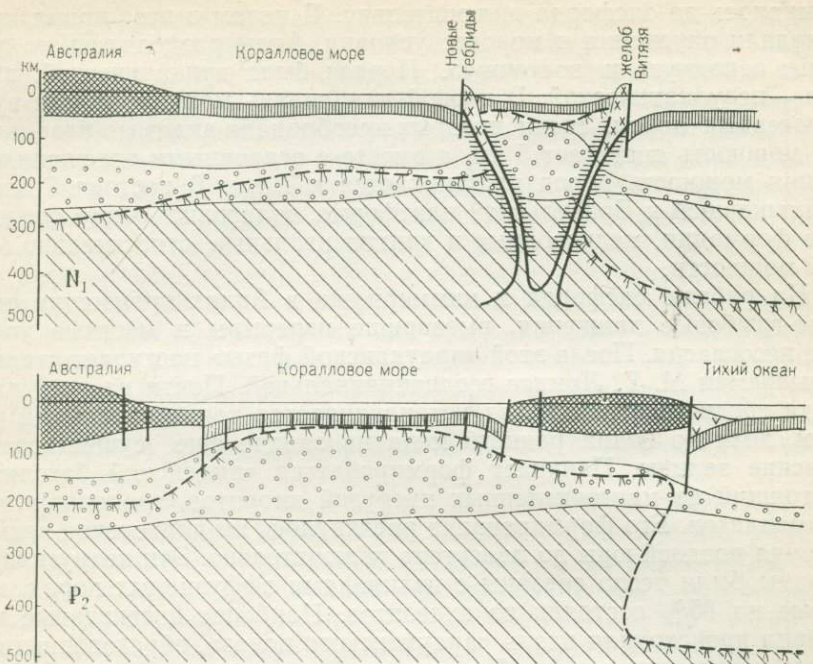


Рис. 40. Гипотетическая схема эволюции глубинных условий в переходной зоне между Австралией и желобом Витязя. Условные обозначения (см. рис. 39).

ему подобные. Он имеет неогеновый возраст и по времени соответствует орогенному этапу в развитии Анд. Этот этап полностью совпадает и по времени, и по характеру процессов с этапом формирования дуг II типа на западной периферии Тихого океана, а также с орогенной стадией развития островных дуг I типа.

Предыстория Анд различна на разных отрезках: на севере (в Колумбии и Венесуэле), а также на крайнем юге (в южных районах Чили) — это типичное ортогеосинклинальное развитие, тогда как на среднем отрезке (в Перу и на большей части Чили) развитие носило специфические черты, которые вызывают различные толкования. Ж. Обуэн и др. [59] выделили средний отрезок Анд как зону особого «ламинарного» развития.

Это своеобразное развитие характеризует последний — андийский, т. е. мезозойско-кайнозойский, цикл развития Анд. В палеозое эта горная страна переживала нормальную ортогеосинклинальную историю, которая закончилась в карбоне и пермо-триасе поднятием и отложением во впадинах молассовых континентальных песчаников и гипса.

Андийский цикл начался в позднем триасе. Первая его стадия, которую М. Г. Ломизе (1975 г.) называет геосинклинальной, про-

должалась до оксфорда включительно. В целом в это время преобладали опускания и морские условия. Анды разделялись на две зоны; западную и восточную. Первая была вулканической, вторая — невулканической. В первой накопились мощные толщи вулканогенных пород, среди которых преобладали андезито-базальты. Их мощность достигает 5 км, а вместе с осадочными отложениями общая мощность пород приближается к 7 км. В восточной зоне, примыкавшей к Бразильской платформе, отлагались чисто осадочные формации, мелководные и континентальные, относительно малой мощности.

На рубеже оксфорда и киммериджа в Андах произошли сводово-глыбовые движения, вызвавшие перерывы и местные угловые несогласия. После этой «арауканской фазы» наступает стадия, называемая М. Г. Ломизе геоантиклинальной. Почти на всей площади среднего отрезка Анд устанавливается континентальный режим, хотя до конца раннего мела на западе еще существовали морские заливы. Начинает формироваться «андийский батолит», состоящий из многочисленных интрузий диоритов, гранодиоритов, адамеллитов. Его формирование растянулось на длительное время, с конца поздней юры до палеогена включительно. Эти интрузивные породы были тесно связаны с излияниями эффузивных пород, которые на 85% состояли из андезитов. Наиболее интенсивные излияния происходили вдоль «арауканского пояса», образовавшегося вдоль шва между западной и восточной зонами.

Орогенный режим наступил с конца миоцена. Мы уже указывали на то, что ориентировка главных структур при этом несколько изменилась. К этой же стадии относится и образование глубоководного желоба. В течение орогенной стадии на фоне грандиозного поднятия Анд чрезвычайно усилился андезитовый вулканизм.

Два обстоятельства должны быть особенно отмечены: решительное преобладание среди эффузивных пород андезитов, а среди интрузивных — гранодиоритов; полное отсутствие складчатости общего смятия. Все дислокации в этой части Анд выражены в глыбовых поднятиях и опусканиях, в сводовых изгибах, во флексурах. При этом наблюдается длительная унаследованность положительных и отрицательных структурных форм. Инверсионные структуры отсутствуют.

Специальное изучение гранитоидов в Андах привело У. Питчера [102] к выводу, что эти породы имеют мантийное происхождение. Они характеризуются натровой специализацией, и взаимодействие их с вмещающими породами выражено чрезвычайно слабо. По своему составу, преимущественно гранодиоритовому, их следует рассматривать как интрузивные корни андезитовых излияний.

В целом описываемый отрезок Анд по магматизму и характеру тектонических движений сходен с островными дугами II типа: преимущественно средний по составу магматизм и глыбовые движения земной коры при отсутствии регионального метаморфизма, гранитизации и складчатости общего смятия. И в этом случае следует предполагать плавление в верхних слоях мантии в присутствии

воды и подъем из более глубоких областей мантии калия и других щелочей. В течение всего андийского цикла глубинные разломы играют в этой зоне очень большую роль, с одной стороны являясь путями подъема водорода и щелочей с уровня неистощенной мантии, а с другой — создавая ту большую сквозную проницаемость, которая препятствовала задержке горячей магмы в коре и способствовала быстрому выходу магмы на поверхность. Даже интрузии, останавливаясь на небольшой глубине под поверхностью, быстро выделяли, пользуясь разломами, содержащиеся в них летучие, и становились сухими, что исключало их физико-химическое взаимодействие с вмещающими породами. Мы уже говорили, что подобная обстановка сходна с той, которая бывает во всех подвижных внутриматериковых зонах, когда в них развивается орогенный режим. Но в Андах, как и на островных дугах II типа, эти условия, названные нами приразломными парагеосинклинальными, существовали в течение всего андийского эндогенного цикла.

Взаимоотношение этой парагеосинклинальной части Анд с ортогеосинклиналями Северных и Южных Анд такое же, как сочетание Камчатки с Курильской островной дугой или Аляски с Алеутской дугой: по простиранию ортогеосинклиналь с ее рассеянной, закрытой с поверхности проницаемостью коры, делающей возможным прогревание коры и развитие в ней регионального метаморфизма, анатексиса и складчатости общего смятия, переходит в зону большого сквозного дробления коры, препятствующего этим процессам; но активность мантии в этой зоне сохраняется во всей своей интенсивности.

Отличим Анд от рассмотренных выше островных дуг II типа является их палеозойская (и более древняя) ортогеосинклинальная предыстория. В этом они сходны с островными дугами I типа. Таким образом, здесь наблюдается эволюция от ортогеосинклинали к приразломной парагеосинклинали или от островной дуги I типа к островной дуге II типа. На островных дугах II типа, расположенных на западе Тихого океана, следов такой ортогеосинклинальной предыстории мы не видим. Однако мы не знаем, что было на месте этих островных дуг в палеозое и раньше.

Анды отличаются также тем, что они расположены на краю материка и подстилаются очень толстой континентальной корой. Последняя, по-видимому, является продуктом предыдущего ортогеосинклинального развития.

В настоящее время под Андами существует глубокая зона Беньофа. Как и в предыдущих случаях, мы склонны полагать, что ее наклон вторичен, он возник в результате подтекания верхней мантии со стороны океана под верхнюю мантию материка. Возможно, что это произошло во время последнего теплового возбуждения мантии, с которым было связано наступление орогенного режима и когда рядом с поднимающимся Андийским хребтом образовался глубоководный желоб. Раньше глубинные разломы в этой области могли быть вертикальными.

## Переходная зона колумбийского типа

Выше, описывая геологические и геофизические условия на границе Северной Америки и Тихого океана, мы уже говорили, что особенности этой переходной зоны следует приписать своеобразному сочетанию орогенного и рифтового режимов. Эти особенности сводятся к отсутствию глубоководного желоба и зоны Беньофа, которые, казалось бы, должны были бы существовать, поскольку вдоль окраины континента здесь протягивается подвижная зона, испытывавшая в новейшее время орогенез.

Как и в области, примыкающей с северо-запада к Индийскому океану, следует предполагать, что на северо-востоке Тихого океана тепловая подготовка к базификации распространилась на большей площади, чем та, где базификация реально осуществилась. Судя по магнитным аномалиям, базификация и консолидация океанической коры в северной половине Тихого океана распространялись из Западной котловины, где океаническая кора имеет юрский возраст и где, по-видимому, существовало несколько частных центров консолидации на севере и востоке. Последовательность полос коры разного возраста и их изгиб в Аляскинском заливе вполне явно об этом свидетельствуют. В южной части того же океана существовали два аналогичных центра. Один находился в Южной котловине близ Новой Зеландии и дуги Тонга-Кермадек, откуда процесс консолидации распространялся на восток и юго-восток. Другой примыкал к Южной Америке и Антарктиде, и отсюда консолидация продвигалась на запад и северо-запад.

Но если на юге эти встречные процессы консолидации привели к тому, что к нашему времени рифтовый режим сохранился в пределах широкого Восточно-Тихоокеанского поднятия на значительном расстоянии от материка Южной Америки, то севернее ситуация была гораздо более сложной.

В течение мезозоя и в начале кайнозоя в Кордильерах существовал ортогеосинклинальный режим. Это значит, что в то время непосредственно под корой залегала неистощенная мантия, которая и снабжала кору необходимыми для ортогеосинклинального процесса подвижными элементами. Такая же ситуация в значительной степени сохранилась и тогда, когда в начале неогена режим сменился на орогенный. Но к тому времени некоторые блоки верхней мантии подверглись истощению и их прогревание вело на этих участках к рифтовому режиму и к дальнейшим преобразованиям коры в сторону ее базификации. Этот процесс, однако, проявился лишь в форме своих начальных стадий, к которым мы можем отнести рифтогенез в Большом Бассейне и платобазальты на Колумбийском плато. Это был локальный процесс, охвативший только те области, где верхняя мантия была в той или иной степени истощена, тогда как в других местах продолжалось развитие орогенного режима. Эти два режима, орогенный и рифтовый, оказались здесь в своеобразном переплетении.

С рифтовым режимом в этой области связано валообразное вздутие земной коры, которое сказалось на распределении глубин вдоль Тихоокеанского побережья (где наблюдается постепенное понижение дна с удалением от берега) и явилось причиной отмеченного выше поднятия шельфа.

Мы пришли к выводу, что для образования зоны Беньофа необходим температурный контраст. Именно он определяет подтекание одного (более холодного и более плотного) массива верхней мантии под другой (более нагретый и менее плотный). Таким процессом подтекания-натекания вызываются и наклон шва, и смещения по нему, генерирующие землетрясения. В случае переходной зоны колумбийского типа температурный контраст отсутствует: рифтовая зона, проходящая вдоль края континента (то рядом с последним, то внутри него), является причиной того, что температуры по обе стороны береговой линии (и под Кордильерами, и под примыкающими областями океана) близки по величине. Это видно по тепловым потокам, которые и там и здесь повышенные и приблизительно равные. Следовательно, здесь отсутствуют условия для образования и зоны Беньофа, и глубоководного желоба. Температурные условия сходны с зонами атлантического типа с тем лишь отличием, что там величина потока нормальная, а здесь повышенная.

Переходная зона колумбийского типа ставит перед исследователем ряд сложных, но очень интересных проблем, касающихся механических и физико-химических взаимоотношений между мантией и корой. Эти проблемы еще ждут своего изучения.

Рассмотрев три типа переходных между континентами и океанами зон: атлантический («пассивный»), тихоокеанский («активный») и колумбийский, отметим, что два первых известны еще со времени Э. Зюсса; третий тип выделяется автором впервые.

Характерной чертой переходных зон *атлантического типа* является срезание краем океана докембрийских структур континента. При этом прилегающая к океану полоса континента в мезозое и кайнозое развивается как платформа, древняя или молодая. История этих переходных зон начинается с рифтового режима и продолжается все большим наклоном цоколя континента в сторону океана. В зоне прогибания накапливаются сначала континентальные, потом мелководные морские осадки. Прогибание шельфа, продолжающееся в течение нескольких геологических периодов, осложняется разрывами, имеющими характер глубинных сбросов или взрезывающих, сообщающих переходной зоне ступенчатое строение. Этот процесс разделения периферии океана на ступенчатые блоки приводит к образованию так называемых окраинных плато — участков шельфа, опущенных на глубину 1500—2000 м.

На окраинах Северной Атлантики лагунные осадки, соответствующие переходу от рифтовой стадии к морской, относятся преимущественно к юрской системе, а условия открытого моря устанавливаются с раннего мела (главным образом с баррема и апта).

В Южной Атлантике (к северу от Китового хребта) рифтогенез охватывает большую часть раннего мела, эвапориты приурочены к апту, а условия открытого моря начинаются в позднем мелу. Южнее Китового хребта эвапориты отсутствуют. На западе Австралии рифтогенная стадия продолжается с перми до начала апта. Таким образом, в строении переходных зон атлантического типа нигде нет признаков существования океанов по крайней мере до середины раннего мела.

Из особенностей глубинного строения этих переходных зон следует отметить уменьшение мощности континентальной коры от континента к шельфу и далее к континентальному склону, а также появление в основании коры слоя с промежуточными скоростями (7,1—7,4 км/с). В зоне континентального склона происходит замещение континентальной коры океанической. Сейсмичность для переходных зон этого типа не характерна, так же как не характерен сильный вулканизм.

Основной проблемой, связанной с переходными зонами атлантического типа, является природа зоны спокойного магнитного поля, протягивающейся по периферии океана. Предположение, что

она соответствует определенной геологической эпохе, когда в течение долгого времени отсутствовали магнитные инверсии, не выдерживает критики, поскольку эта зона оказывается наложенной в разных местах на океаническое дно разного возраста. Существуют геологические данные, которые позволяют думать, что эти периферические зоны океанов образованы на месте замещения прежней континентальной коры корой океанической. Такое замещение происходило не путем растяжения и растаскивания континентальной коры, а путем преобразования ее на месте. Неразрешенным остается вопрос взаимоотношения базальтов океанического дна и наземных платобазальтов, развитых вблизи переходных зон рассматриваемого типа. Есть основания полагать, что наземные платобазальты местами непосредственно переходят во второй океанический слой. Но это предположение требует дальнейшего изучения.

*Переходные зоны тихоокеанского типа*, в отличие от переходных зон атлантического типа, протягиваются в общем параллельно мезозойским и кайнозойским складчатым и орогенным поясам и на них наложены. Но в деталях наблюдается срезание краем океана мезозойских и кайнозойских структур вплоть до плейстоценовых. Эти переходные зоны, в отличие от атлантических, характеризуются современными вулканизмом и сейсмичностью. В полный «набор» структур тихоокеанских переходных зон входят: глубоководный желоб, островная дуга и окраинное море. Однако «дуги» могут быть прямолинейными, а островные дуги могут заменяться прибрежным континентальным хребтом, и тогда окраинное море отсутствует.

Хотя сейчас принят взгляд на переходные зоны тихоокеанского типа как на современную геосинклинали, геологическая обстановка в действительности указывает на то, что современные островные дуги переживают сейчас не геосинклинальный, а орогенный режим. Последний характеризуется поднятием, глыбовыми дислокациями, андезитовым наземным вулканизмом. Ранее островные дуги I типа (Япония, Филиппины, Новая Гвинея, Новая Зеландия и т. п.) пережили полициклическое ортогеосинклинальное развитие, принципиально не отличающееся от развития внутриконтинентальных ортогеосинклиналей. История островных дуг II типа, т. е. цепочек мелких вулканических островов, таких, как Курильские, Марианские, Малые Антильские и т. п., известна со времени не ранее конца мела. До неогена на месте этих дуг происходило прогибание земной коры, затем образовалось поднятие дуги и рядом прогнулся глубоководный желоб. В течение всей этой краткой истории проявлялась усиленная магматическая деятельность, указывающая на большую роль глубинных разломов. Смешанный по составу магматизм стадии прогибания сменялся в стадию поднятия дуги (т. е. в стадию орогенного режима), как и на дугах I типа, наземным андезито-базальтовым и андезитовым вулканизмом с большим выделением газов. Дислокации на всех этапах развития дуг II типа имеют глыбовый характер. Складчатость общего смя-

тия отсутствует. Автор относит островные дуги II типа к проявлениям своеобразного приразломного парагеосинклинального режима с интенсивным вулканизмом.

Окраинные моря имеют разный возраст. Наиболее древним является Карибское море: оно образовалось в начале позднего мела. На западе Тихого океана самым древним оказывается Тасманово море (конец мела — палеоцен). Другие моря имеют возраст от эоцена до плиоцена, причем там, где между континентом и открытым океаном расположено несколько морей, процесс их образования распространяется последовательно от континента к океану. Края окраинных морей своим ступенчатым строением напоминают переходные зоны атлантического типа.

Окраинные моря расположены как на континентальной, так и океанической коре. По мере углубления дна континентальная кора утоняется. Она сменяется океанической на разных глубинах от 2 до 4 км. По сравнению с корой открытого океана океаническая кора окраинных морей имеет большую мощность.

Для переходных зон тихоокеанского типа характерны пониженные сейсмические скорости в кровле мантии и повышенные тепловые потоки. Региональные гравитационные аномалии в этих переходных зонах положительны. Они свидетельствуют об аккумуляции аномально плотного вещества в верхней мантии, по-видимому, ниже астеносферы. Остаточные аномалии мантийного происхождения положительны под глубоководными желобами, что указывает на уплотнение материала мантии, тогда как под окраинными морями наблюдается разуплотнение. И то и другое приурочено к глубинам около 100 км. Обязательным элементом глубинного строения переходных зон тихоокеанского типа являются сейсмофокальные наклонные «зоны Беньофа».

Переходные зоны тихоокеанского типа ставят перед исследователями ряд трудных проблем. Образование окраинных морей обычно связывают с «беспорядочным спредингом», в процессе которого островные дуги раздвигаются, а пространство между ними (или между континентом и дугой) заполняется новой океанической корой, выплавленной из мантии. Автор указывает на то, что «беспорядочный спрединг» никак не может объяснить правильную форму и цельность островных дуг, а также согласованное смещение дуг в тех случаях, когда между континентом и океаном их несколько.

Имеющиеся данные опровергают также и возможность процесса субдукции. Никаких убедительных признаков ее не существует. Напротив, каждое новое наблюдение, в том числе и результаты глубоководного бурения, прибавляет все новые опровержения идеи субдукции.

Переходная зона *колумбийского типа* развита вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки. С одной стороны здесь вдоль окраины континента протягивается молодой хребет, испытавший полициклическое ортогеосинклинальное развитие, а с другой здесь нет ни глубоководного желоба, ни зоны Беньофа. Имеют-

ся признаки того, что шельф и континентальный склон в новейшее геологическое время испытали поднятия. Образование Калифорнийского подводного окраинного плато роднит эту переходную зону с атлантическим типом.

Своеобразие этой переходной зоны сочетается с рядом особенностей строения окраины континента. Такими особенностями являются: Поперечный хребет в Калифорнии, рифт Большого Бассейна, платобазальты Колумбийского плато, андезиты Каскадных Гор; немало загадок скрывается и во францискской формации Береговых хребтов Южной Калифорнии.

В переходных зонах всех типов можно легко найти признаки преобразования континентальной коры в океаническую. Особенно выразительны эти признаки в переходных зонах тихоокеанского типа, где есть свидетельства существования континентальной коры на месте тех окраинных морей, которые сейчас имеют океаническую кору. Стадией такого преобразования следует считать утонение континентальной коры, наблюдаемое в окраинных морях, подстилаемых континентальной корой. С таким же преобразованием следует связывать и утонение континентальной коры и появление в ее основании более плотных слоев в переходных зонах атлантического типа.

Признаки аналогичного преобразования континентальной коры существуют и в глубоких впадинах на континентах. В качестве примера можно указать Прикаспийскую впадину, где подобное преобразование привело к исчезновению гранито-гнейсового слоя и осадки впадины теперь залегают непосредственно на гранулитобазитовом («базальтовом») слое. Подобные же примеры широко распространены во внутренних морских бассейнах (Черное, Эгейское, Средиземное моря), а также в Северном Ледовитом океане, который, по существу, также представляет собой внутренний морской бассейн, окруженный со всех сторон массивами континентальной коры.

При рассмотрении обстановки и механизма преобразования континентальной коры в океаническую, т. е. обстановки и механизма «океанизации», автор, частично пересмотрев свои прежние позиции, теперь критически относится к процессу эклогитизации, для которого нет подходящих термодинамических условий там, где такое преобразование следует предполагать, и считает, что единственное объяснение океанизации следует искать в процессе базификации коры путем внедрения в нее и излияния на ее поверхность основной и ультраосновной магмы. В результате в обстановке разогревания и разуплотнения верхней мантии и повышения плотности коры создается инверсия плотностей, которая ведет к обрушению континентальной коры, глыба за глыбой, в верхнюю мантию. Только когда эти глыбы достигнут глубины 60 км или несколько больше, в них может произойти эклогитизация, вызывающая быстрое погружение глыб на дно астеносферы.

Базификации способствует предыдущий региональный смыв верхних, относительно более кислых пород коры, что наиболее ши-

роко происходит на платформах. Платформы (а также срединные массивы) особенно благоприятны для базификации еще и потому, что они подстилаются частично истощенной верхней мантией, способной при нагревании выплавлять только однообразные толеитовые базальты — магму, обладающую низкой вязкостью и потому легко поднимающуюся на поверхность, и широко растекающуюся между слоями. Именно эта магма является наилучшим агентом базификации. К ней присоединяется также в некотором объеме и ультраосновная магма. Эти магмы мобилизуются в самых верхних слоях мантии. То обстоятельство, что при платформенном состоянии глубинные разломы оказываются закрытыми, препятствует подъему летучих элементов и щелочей из более глубоких неистощенных слоев мантии.

Автор считает, что ряд бесспорных фактов свидетельствует против не только построений «тектоники плит», но и дрейфа континентов в любой ее форме. Основными фактами являются: равенство средних тепловых потоков на континентах и в океанах, а также открытые сейсмическими методами глубокие, уходящие в глубину на сотни километров неоднородности, отличающие мантию континентов от мантии океанов.

Пытаясь объяснить формирование переходных зон атлантического типа, не прибегая к гипотезе дрейфа континентов, автор предполагает, что первоначально под всей площадью Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также под значительной частью Индийского океана в кровле мантии возникли линзы уплотненного материала, что привело к образованию на месте будущих океанов широчайших рифтовых зон. Дальнейшее разогревание верхней мантии явилось причиной базификации континентальной коры и ее поглощения мантией. При этом из коры и мантии выделялась вода, заполнявшая образующуюся впадину. Остывание линз, прекращение процессов базификации и консолидации новой океанической коры с замещением вулканического материала осадочным происходили последовательно, преимущественно от периферии океана к его оси, где в пределах срединных океанических хребтов активность верхней мантии сохранилась до сих пор. Этой постепенностью остывания и консолидации новой океанической коры объясняется зональность коры разного возраста, установленная глубоководным бурением. А там, где на периферии океана процесс базификации не успел завершиться полным преобразованием континентальной коры в океаническую, он остановился на стадии утонения континентальной коры.

Спецификой переходных зон тихоокеанского типа является то, что они образовались на месте мезозойско-кайнозойских геосинклиналей, перешедших в новейшее геологическое время в стадию орогенного режима. Кора и верхняя мантия в этих областях разбиты на блоки глубинными разломами. В развитии этих зон базификация также играла большую роль; она вела к образованию окраинных морей. Есть основания предполагать, что окраинные моря образовались на месте бывших срединных массивов и что

процесс базификации в них принципиально не отличался от базификации в переходных зонах атлантического типа. Островные дуги, разделяющие окраинные моря, частично являются фрагментами бывших более крупных складчатых поясов ортогеосинклинального развития, а частично представляют собой результат развития зон глубинных разломов. Последние протекают вплоть до слоя неистощенной верхней мантии, находящегося на глубине не менее 200 км. Они служат каналами для подъема из этого слоя водорода, щелочей и других легких элементов. Окисление водорода при его подъеме образует воду, в присутствии которой частичное плавление перидотита верхних слоев мантии ведет к выплавлению андезита и других известково-щелочных магм, характерных для островных дуг. Особенно сильное выделение летучих из глубоких слоев верхней мантии было приурочено к новейшему геологическому времени, когда развился орогенный режим, сопровождаемый интенсивным наземным андезито-базальтовым и андезитовым вулканизмом. Именно этот процесс выделения легких элементов по глубинным разломам с дальнейшим выплавлением средних и кислых известково-щелочных магм привел к тому, что островные дуги сохраняются в качестве зон поднятия среди обширной области базификации и опускания.

Глубинные разломы, являющиеся путями выделения легких элементов, это зоны Беньюфа. Их наклон считается вторичным: при наличии разных температур в мантии по обе стороны от разлома и, следовательно, разных плотностей материала мантии и при условии, что мантия достаточно текуча, чтобы деформироваться под влиянием этих плотностных неоднородностей, более холодная и более плотная мантия должна подтекать под более нагретую и менее плотную. Это течение и ведет к наклону зоны Беньюфа, являющейся границей между мантиями с разной плотностью. Легко убедиться в том, что зона Беньюфа всегда наклонена в сторону более нагретой мантии. Этот механизм, в частности, объясняет и «обратный» наклон зоны Беньюфа, наблюдаемый у Соломоновых островов и Новых Гебрид.

Что касается уплотненного слоя, характеризуемого более высокими сейсмическими скоростями и меньшим затуханием сейсмических колебаний, то такой слой образуется в результате выщелачивания, которому подвергается среда, примыкающая снизу к наклонной зоне Беньюфа, при циркуляции по последней водорода и других летучих. То, что на континентах такие наклонные разломы по периферии подвижных зон наблюдаются очень редко, можно объяснить значительно более высокой вязкостью мантии под граничащей с подвижной зоной континентальной платформой по сравнению с мантией океана. Высокая вязкость настолько замедляет течение мантии, что разломы длительное геологическое время сохраняют свое первичное вертикальное положение. Но между Памиром и Тянь-Шанем, где мантия, по-видимому, была нагрета относительно сильнее, глубинный разлом приобрел наклон наподобие зоны Беньюфа.

Вместо субдукции океанической литосферы данная концепция предполагает, что вдоль зоны Беньофа при подтекании более тяжелой мантии под более легкую происходят смещения, имеющие направленность поддвига тяжелой и надвига легкой мантии. Толщина слоя, захватываемого этими смещениями, зависит от вязкости среды. С тем же оседанием края более плотной мантии следует связывать образование глубоководного желоба.

Мезозойско-кайнозойское развитие Анд в их средней части (в Перу и северной половине Чили) по характеру магматизма и господству глыбовых дислокаций очень близко к развитию островных дуг II типа, тогда как самый северный и самый южный отрезки той же цепи в своем мезозойско-кайнозойском развитии аналогичны островным дугам I типа.

Переходная зона колумбийского типа своим своеобразием обязана тому, что в ее пределах произошло наложение рифтового режима на орогенный. Рифтовый режим проявился среди орогенного локально, по-видимому, там, где верхняя мантия была в той или иной мере истощена предыдущими ортогеосинклинальными и орогенными процессами. Рифтовый режим, как всегда, был направлен в сторону базификации коры, но остановился на ранних своих стадиях, приведя к образованию рифта Большого Бассейна и траппов Колумбийского плато. Зона Беньофа и глубоководный желоб здесь отсутствуют, потому что в этой переходной зоне, как и в переходной зоне атлантического типа, нет температурных контрастов: по обе стороны от береговой линии тепловые потоки очень близки по своей величине. Отличием от зон атлантического типа является то, что там тепловые потоки нормальные, а в этом случае повышенные.

Автор неоднократно подчеркивал, что эндогенные режимы тектоносферы определяются тепловыми условиями в верхней мантии и коре, а также проницаемостью последней. Изучение переходных зон подтверждает эту точку зрения и вместе с тем позволяет ее развить и дополнить.

Большую роль в определении некоторых особенностей эндогенных режимов играют температурные пространственные неоднородности в верхней мантии. Температурные контрасты определяют важные особенности сложного эндогенного режима переходных зон тихоокеанского типа. Отсутствие таких контрастов характеризует переходные зоны атлантического и колумбийского типов.

Что касается проницаемости, то она бывает большой и малой, сосредоточенной и рассеянной, сквозной и закрытой с поверхности. От этих последних ее свойств зависит, вызовет ли в коре подток глубинных продуктов явления, свойственные ортогеосинклинальным режимам, — региональный метаморфизм, гранитный анатексис, складчатость общего смятия — или нет.

Рассмотренные примеры показали принципиальное различие между рифтовым и ортогеосинклинальными режимами. Первый отражает начальную стадию процесса базификации континенталь-

ной коры, вторые связаны с привнесом в кору из глубины кислого и среднего материала.

Но самый главный результат состоит в том, что характер эндогенных режимов зависит также от того, является ли мантия геохимически не истощенной или же она истощена и в какой степени. Перед нами открываются геохимические аспекты учения об эндогенных режимах. Это — новая область исследований, обещающая исключительно интересные результаты.

## Список литературы

1. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975, 215 с.
2. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М., Наука, 1979, 329 с.
3. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.-Л. ГОНТИ, 1941, 376 с.
4. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 22—35.
5. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968, 255 с.
6. *Белоусов В. В., Рудич Е. М.* О месте островных дуг в развитии структуры Земли. — Сов. геология, 1960, № 10, с. 3—23.
7. *Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М., Наука, 1979, 106 с.
8. *Вуллард Дж. П.* Стандартизация измерений силы тяжести. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Под ред. П. Харта, пер. с англ., М., 1972, с. 240—250.
9. *Гайнанов А. Г.* Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 3, с. 17—26.
10. *Геншафт Ю. С., Рудич Е. М., Салтыковский А. Я., Соловьева Т. П.* Возможные пути генерации андезитовых магм островных дуг., — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 50 (3), 1975, с. 36—46.
11. *Геология континентальных окраин.* Сб. под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. Пер. с англ. под ред. А. М. Карасика и В. Е. Хаина. М., Мир, т. 1, 1978, 356 с., т. 2, 1978, 372 с., т. 3, 1979, 402 с.
12. *Горшков Г. С.* О глубине магматического очага. — Докл. АН СССР. т. 106, 1956, № 4, с. 703—705.
13. *Грин Т. Х., Рингвуд А. Е.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. Пер. с англ. под ред. И. Д. Рябчикова, М., Мир, 1968, с. 118—131.
14. *Дибнер В. М.* Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л., Недра, 1978, 211 с.
15. *Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., Наука, 1972, 399 с.
16. *Зверев С. М., Тулина Ю. А.* Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ. — Труды II Вулкан. совещ. Т. III. М., 1966. с. 39—43.
17. *Земная кора и верхняя мантия.* Сб. под ред. П. Харта. Пер. с англ. под ред. Е. В. Артюшкова, М., Мир, 1972, 640 с.
18. *История Мирового океана.* Геологическое строение, происхождение, развитие. М., Наука, 1971.
19. *Ито К., Кеннеди Дж. К.* Экспериментальное изучение равновесий перехода в поликристаллических гетерогенных системах в геохимии. — Геохимия, 1972, № 4, с. 415—427.

20. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. Под ред. А. А. Кадика. М., Мир, 1979. 238 с.
21. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975. 167 с.
22. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. Недра, М., 1980, 246 с.
23. *Люстих Е. Н.* Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. — Сов. геология, 1961, № 6, с. 28—52.
24. *Майсен Б., Беттгер А.* Плавление водосодержащей мантии. Пер. с англ. под ред. В. А. Жарикова, М., Мир, 1979. 123 с.
25. *Маловицкий Я. П.* Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978. 96 с.
26. *Мезозойско-кайнозойские* складчатые пояса. Сб. под ред. А. Спенсера. Пер. под ред. В. В. Белоусова и Ю. Г. Леонова, т. 1, 2. М., 1977.
27. *Мурдмаа И. О.* Глубоководное бурение в Японском желобе, 55-й и 57-й рейсы «Гломара Челленджера». — Природа, 1978, № 11, с. 38—45.
28. *Неволин Н. В.* Глубинное строение Прикаспийской впадины. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 49—60.
29. *Непрочнов Ю. П., Муратов М. В., Маловицкий Я. П., Непрочнова А. Я.* Строение дна глубоководной котловины Черного моря. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975, с. 117—123.
30. *Новая* глобальная тектоника. Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., Мир, 1974. 476 с.
31. *Очерки* по глубинному строению Байкальского рифта. Под ред. Н. А. Флоренсова. Новосибирск, Наука, 1977. 153 с.
32. *Пуцаровский Ю. М.* Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 36, 1961, № 6, с. 3—25.
33. *Пуцаровский Ю. М.* Тектоника Северного Ледовитого океана. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.
34. *Резанов И. А.* Происхождение океанов. М., Наука, 1979. 200 с.
35. *Рогожина В. А., Кожевников В. М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979. 184 с.
36. *Родников А. Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М., Наука, 1979. 152 с.
37. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, 1763—1794.
38. *Ротман В. К.* Петрохимические данные о структурных связях ложа Тихого океана и периканнического геосинклинального пояса в южной части Курильской дуги. — Докл. АН СССР, т. 228, 1976, № 2, с. 431—434.
39. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М., Наука, 1976. 239 с.
40. *Смирнов Я. Б., Сугробов В. М.* Тепловой поток на северо-западе Тихого океана. — Природа, 1979, № 8, с. 94—101.
41. *Соболев В. С., Соболев С. В.* Изменение плотности мантии при выплавлении базальтоидных магм. — Докл. АН СССР, т. 234, 1977, № 4, с. 896—899.
42. *Соболев С. В.* Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро-эклгит. — В сб.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978, с. 347—355.

43. *Сомин М. Л.* Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильской дуги. — В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. Под ред. Ю. М. Пушаровского и др. М., 1979, с. 17—49.
44. *Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.* Под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминской, М., Наука, 1964. 308 с.
45. *Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.* Под ред. В. Б. Сологуба и др. Киев, Наукова Думка, 1978. 271 с.
46. *Сычев П. М.* Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1979. 207 с.
47. *Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И.* Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского районов и их связь с особенностями геофизических полей. — В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., 1977, с. 67—77.
48. *Тихомиров В. В.* К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 8, с. 3—15.
49. *Туезов И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, Наука, 1975. 232 с.
50. *Тулина Ю. В., Ярошевская Г. А.* Внутренняя структура земной коры. М., Наука, 1976. 134 с.
51. *Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М.* Структурная неоднородность дна океана и проблема границы океан — континент. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 13—26.
52. *Фролова Т. И., Рудник Г. Б.* Толентовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. — Вестник МГУ, Сер. геол., 1972, № 5, с. 26—41.
53. *Фролова Т. И., Гуцин А. В., Бурикова И. А., Фролов В. Т.* Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 53 (3), 1978, с. 100—115.
54. *Харт С. Р.* Содержание K, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов в базальтах океанического дна. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. Пер. с англ. под ред. А. А. Беуса. М., 1973, с. 125—139.
55. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., Наука, 1976. 123 с.
56. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968. 231 с.
57. *Arculus R. J.* Island arc magmatism in relation to the evolution of the Montle and Crust. Abstracts, XVII Gen. Ass. IUGG, Canberra. 1979, pp. 268.
58. *Atwater T.* Test of new global tectonics. Discussion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 56, 1972, pp. 385—388.
59. *Aubouin J., Borrello A. V., Cecioni G., Charrier R., Chotin P., Frutos J., Thiele R., Vicente J. C.* Esquisse paleogeographique et structurale des Andes meridionales. Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique (2), v. XV, fasc. 1—2, 11—72. Paris, 1973.
60. *Baird A. K., Morton D. W., Woodford A. O., Baird K. W.* Transverse Ranges Province: unique structural-petrochemical belt across the San Andreas fault system. Geol. Soc. Am., Bull., v. 5, 1974, N 2, pp. 163—174.
61. *Beck R. H., Lehner P.* Oceans, New frontier in exploration. Am. Ass. Petroleum Geol. Bull., v. 58. N 3, 1974, pp. 376—395.

62. *Belousov V. V., Ruditch E. M., Shapiro M. N.* Intercontinental structural ties and mobilistic reconstructions. *Geol. Rundschau*, Bd. 68, N 2, 1979, pp. 393—427.
63. *Berry M. J. and Knopoff L.* Structure of the Upper Mantle under the Western Mediterranean Basin. *Journ. Geophys. Res.*, v. 72, N 14, 1967, pp. 3613—3626.
64. *Bonatti T.* Ancient continental mantle beneath oceanic ridges. *Journ. Geophys. Res.*, v. 76, N 17, 1971, pp. 3825—3831.
65. *Bottinga Y. and Steinmetz L.* A geophysical, geochemical, petrological model of the sub — marine lithosphere. *Tectonophysics*, 55 (1979), pp. 311—347.
66. *Coats R. R.* Reconnaissance geology of some Western Aleutian islands, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1028—E, 1956.
67. *Cook K. L.* The problem of the Mantle-Crust Mix; lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's Mantle. *Advances in Geophysics*, v. 9, 1962. pp. 296—360.
68. *Cooper A. K., Marlow M. S., Scholl D. W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bearing Sea marginal basin. *Journ. Geophys. Res.*, v. 81, N 11, 1976, pp. 1916—1934.
69. *Continental margins of Atlantic type.* F.F.M. de Almeida, editor. *Proc. Intern. Symp.*, Sao Paulo, 1975; *Anais de Acad. Bratil de Ciencias*, v. 48, 1976, Suplemento, 386 pp.
70. *Dehlinger P., Couch R. W., McManus D. A., Gemperle M.* Northeast Pacific Structure. *The Sea A.* Maxwell, editor. v. 4, Pt. II, Wiley — Interscience, 1970, pp. 133—189.
71. *Dewey J. F., Pitman III, W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 84, N 10, 1973, pp. 3137—3180.
72. *Dickinson W. R. and Seely D. R.* Structure and stratigraphy of forearc regions. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, v. 63, N 1, 1969, pp. 2—31.
73. *Doyle L. J.* The significance of Poway — type boulders and cobbles from the continental borderland off Northern Baja California, Mexico. *Mem. Juct. geol. bassin Aquitaine*, 1974, N 7, pp. 275—278.
74. *Ewing M., Hawkins L. V., Ludwig W. J.* Crustal structure of the Coral Sea. *Journ. Geophys. Res.*, v. 75, N 11, 1970, pp. 1953—1962.
75. *Exon N. F. and Willcox J. B.* Geology and petroleum potential of Exmouth Plateau area off Western Australia. — *Am. Ars., Petrol. Geol. Bull.*, v. 63, N 1, 1978, pp. 40—72.
76. *Hadley D., Kanamori H.* Seismic structure of the Transverse Ranges California. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 88, N 10, 1977, pp. 1469—1478.
77. *Hatherton T., Dickinson W. R.* The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs. *Journ. Geophys. Res.*, v. 74, N 22, 1969, pp. 5301—5310.
78. *Hinz K.* The seismic crustal structure of the Norwegian continental margin in the Voring Plateau, in the Norwegian Deep Sea and on the Eastern Plank of the Jan Mayen Ridge between 66° and 68°N. *Intern. Geol. Congr.*, 24th Sess. Section 8, Montreal, 1972, pp. 28—36.
79. *Initial core Descriptions, DSDP.* Nat. Science Found. Washington. Leg. 56, 1979, 95 p.; Leg. 57, 1979, 160 p.; Leg. 58, 1979, 285 p.; Leg. 59, 1979, 276 p.; Leg. 60, 1979, 173 p.; Leg. 63, 1979, 211 p.
80. *Initial Reports of the deep Sea Drilling Project, National Science Foundation*, Washington, v. V, 1970, 827 p.; v. IX, 1972, 1205 p.; v. XIV, 1972, 975 p.; v. XV, 1973, 1137. p.; Vol. XVIII, 1973, 1077 p.; v. XIX, 1973, 913 p.; Vol. XXI,

1973, 931 p.; v. XXVII, 1974, 1060 p.; Vol. XXIX, 1975, 1197 p.; v. XXX, 1975, 753 p.; v. XXXVI, 1976, 1079 p.; v. XXXVIII, 1977, 1256 p.

81. *Jordan Th. H.* The deep structure of the continents. *Scientific American*, v. 240, 1979, N 1, pp. 92—107.

82. *Karig D. E.* Structural history of the Mariana Island Arc System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 82, 1971, N 2, pp. 323—344.

83. *Karig D. E., Sharman G. F.* Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, N 3, 1975, pp. 377—389.

84. *Kajili J. A.* Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia. *Tectonophysics*, 45 (1978), pp. 289—322.

85. *Keen C. E. and Hyndman R. D.* Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada. *Canadian Journ. Earth Sci.*, v. 16, 1979, N 3: (pt. 2), pp. 712—747.

86. *Khudoley K. M., Meyerhoff A. A.* Paleogeography and geological history of Great Antilles. *Geol. Soc. Am., Mem.* 129, 1971, 199 p.

87. *King E. R., Zietz J., Alldredge L. R.* Genesis of the Arctic Ocean Basin. *Science*, v. 144, N 3626, 1964, pp. 1551—1557.

88. *König M., Talwani M.* A geophysical study of the southern continental margin of Australia: Great Australian Bight and Western Sections. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 88, N 7, 1977, pp. 1000—1014.

89. *Krebs W.* Formation of Southwest Pacific Island Arc-Trench and Mountain Systems: plate or global vertical tectonics. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, v. 59, 1975, N 9, pp. 1639—1666.

90. *Landis C. A., Bishop D. G.* Plate tectonics and Regional Stratigraphic relations in the southern part of the New Zealand geosyncline. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1972, v. 83, N 8, pp. 2267—2284.

91. *McKenzie D.* Active tectonics of the Alpine — Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc.*, 55, 1978, pp. 217—254.

92. *Makris J.* Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *Journ. Geophysics*, 41, 1978, pp. 441—443.

93. *Maxwell J. C.* Continental drift and a dynamic Earth. *American Scientist*, vol. 56, N 1, 1968, pp. 35—51.

94. *Mercier J. L.* L'arc Egeën, une bordure déformée de la plaque Eurasiatique: réflexions sur un exemple de l'étude néotectonique. *Géodynamique de la Méditerranée Occidentale et de ses abords Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIX, 1977, N 3, pp. 663—672.

95. *Mueller S.* Evolution of the Earth's crust. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*, v. 2, J. B. Ramberg, E. R. Neumann, editors, Reidel Publ. Co., Dordrecht, 1978, pp. 11—28.

96. *Norris R. M., Webb R. W.* *Geology of California*. John Wiley and Sons, 1976, 378 p.

97. *Ostenso N. A. and Wold R. J.* A seismic and gravity profile across the Arctic ocean basin. *Tectonophysics*, 37 (1977), N 1—3, pp. 1—24.

98. *Ozima M., Saito K., Matsuda J., Zashu S., Aramaki S., Shido F.* Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid — Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic. *Tectonophysics*, 31 (1976). N 1/2, pp. 59—71.

99. *Packham G. H. and Falvey D. A.* Hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. *Tectonophysics*, v. 11, N 2, 1971, pp. 79—109.

100. *Pannekoek A. J.* Uplift and subsidence in and around the Western Mediterranean Area. Verh. Konink. Nederlands Geol. Mijnbouw. Genootschap. Deel 26, 1969, pp. 53—77.
101. *Papazachos B. C.* Distribuiaon of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implication. Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc., v. 33, N 4, 1973, 421—430.
102. *Pitcher W. S.* The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. Journ. Geol. Soc. London, v. 136, pt. 6, 1979, pp. 628—662
103. *Pitman III, W. C., Hauyes D. E.* Sea — floor spreading in the Gulf of Alaska. Journ. Geophys. Res., v. 73, N 20, 1968, pp. 6571—6580.
104. *Ramberg H. A.* model for the evolution of continents; oceans and orogens. Tectonophysics, 2, 1964, pp. 159—174.
105. *Sclater J. G.* New perspectives in terrestrial heat flow. The Upper Mantle. Developments in Geotectonics, 4. Elsevier Publ. Co., 1972, pp. 257—291.
106. *Segawa J., Tomoda Y.* Gravity measurements near Japan and study of the Upper Mantle beneath the oceanic trench — marginal sea transition zones. In: The Geophysics of the Pacific Ocean and its Margin. G. H. Sutton, M. H. Manghahani, R. Moberly, eiditors. Geophys. Monogr. 19. Am. Geoph. Un., Wash., 1976, pp. 35—52.
107. *Selli R.* Appunti sulla geologia del Mar Tirreno. Paleogeografia del terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale. Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienza dell' Universita di Cagliari, Bologna, 1974, 327—351.
108. *Shor G. G., Kirk H. K., Menard H. W.* Crustal structure of the Melanesia Area. Jour. Geophys. Res., v. 79, à 11, 1971. pp. 2562—2586.
109. *Stacey R. A.* Gravity anomalies, crustal structure and plate tectonics in the Canadian Cordillera. Canad. Journ. Earth Sci., 10, N 5, 1973, pp. 615—628.
110. *Storevedt K. M.* Genesis of the West Mediterranean basins. Earth Planet. Sci. Letters, 1974, pp. 22—28.
111. *Storevedt K. M., Svalestad S., Thomassen K., Langlie Aa., Nergard A., Gidskenang A.* Magnetic discordance in Gran Canaria/Tenerife and its possible relevance to the formation of the NW African continental margin. Journal of Geophysics, 44, 1978, pp. 317—332.
112. *Sugimura A., Uyeda S.* Island arcs. Japan and its environs. Developments in Geotectonics, 3, Elsevier, 1973, 247 p.
113. *Symposium on the Problem of oceanization in the western mediterranean* Verh. Konink. Nederlands Geol. Mijnbouw. Genootschap, Deel 26, 1969, 165 p.
114. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian — Greenland Sea. Geol. Soc. Am. Bull., v. 88. N 7, 1977, 969—999.
115. *The Ocean Basins and Margins. V. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean,* 1975, 706 pp.
116. *Uyeda S., Vacquier V.* Geothermal and geomagnetic data in and around the island arc of Japan. In: The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. L. Knopoff, Ch. Drake, P. Hart, editors. Am. Geophys. Union Monograph 12, 1967, pp. 348—366.
117. *Van Bemmelen R. W.* Geodynamic models. Development in Geotectonics, 2, 1972, 267 p.
118. *Wyllie P. J.* Experimental petrology and global tectonics — a preview Technophysics, 17, N 3, 1973, pp. 189—209.

# Оглавление

---

Введение . . . . .	3
Глава I. <b>Переходные зоны атлантического типа</b> . . . . .	7
Геологическое строение и история формирования . . . . .	7
Глубинное строение . . . . .	16
Условия образования . . . . .	18
Глава II. <b>Переходные зоны тихоокеанского типа</b> . . . . .	23
Строение и развитие островных дуг . . . . .	24
Строение и развитие окраинных морей . . . . .	38
Условия образования переходных зон тихоокеанского типа («рассеянный спрединг» и субдукция) . . . . .	50
Глава III. <b>Переходная зона колумбийского типа</b> . . . . .	58
Глава IV. <b>Признаки преобразования континентальной земной коры в океаническую</b> . . . . .	68
Глава V. <b>Условия океанизации</b> . . . . .	80
История вопроса . . . . .	80
Базификация континентальной коры . . . . .	87
Глава VI. <b>Глубинные условия развития переходных зон</b> . . . . .	101
Переходные зоны атлантического типа . . . . .	101
Переходные зоны тихоокеанского типа . . . . .	111
Переходная зона колумбийского типа . . . . .	134
Заключение . . . . .	136

Владимир Владимирович Белоусов

## ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ МЕЖДУ КОНТИНЕНТАМИ И ОКЕАНАМИ

Редактор издательства *А. П. Хуповка*

Обложка художника *В. П. Христинина*

Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*

Технический редактор *М. Е. Карева*

Корректор *М. Е. Лукина*

ИБ 4943

---

Сдано в набор 03.03.82

Подписано в печать 12.04.82

Т-06592

Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага книжно-журн. Гарнитура «Литературная». Печать-  
высокая. Усл. печ. л. 9,5. Усл. кр.-отт. 9,75. Уч.-изд. л. 10,96. Тираж 2700 экз.

Заказ 316/8828—1 Цена 1 р. 60 к.

---

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

Московская типография № 32 Союзполиграфпрома при Государственном  
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
Москва, 103051, Цветной бульвар, 26.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ  
К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

---

**ЕФРЕМОВА С. В.**

**Дайки и эндогенное оруденение**  
20 л., 3 р. 10 к.

Особое внимание обращено на роль даек в восстановлении истории развития магматизма, возрастного расчленения магматических комплексов, в решении вопроса связи оруденения с магматизмом. Приведена разработанная автором классификация дайковых пород, освещены причины петрографического и петрохимического разнообразия этих пород. Показана роль магматических и метасоматических процессов в формировании вещественного состава даек. Освещена роль даек в размещении эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся картированием геологических объектов, изучением рудных полей и месторождений.

**ЛОМИЗЕ М. Г.**

**Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма.**  
20 л., 3 р. 40 к.

На сравнительном материале по Андам, Кавказу и Карпатам (в условиях периокеанических и внутриконтинентальных геосинклинальных обстановок) рассмотрена связь вулканических формаций с геосинклинальными режимами. Предложена типизация геосинклиналей, основанная на различиях вулканизма. Состав вулканических формаций интерпретируется как отражение геодинамического режима, а петрохимическая структура этих формаций рассматривается в зависимости от тектонических обстановок. С учетом вулканизма производится палеотектоническая реконструкция геосинклиналей.

Для геологов и тектонистов, работающих в геосинклинальных областях.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»**

1 р. 60 к.

3840

НЕДРА