



Г. Буалло

**ГЕОЛОГИЯ
ОКРАИН
КОНТИНЕНТОВ**

Геология окраин континентов

Geology

of

Continental Margins

1987

Volume 1

Edited by A. H. H. H.

Published by the Geological Society of London

ГЕОЛОГИЯ
ОКРАИН
КОНТИНЕНТОВ

1987
The New York Academic Press, New York
1987

Г. Буалло

ГЕОЛОГИЯ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Перевод с французского
д-ра геол.-мин. наук М. Г. Леонова

8974
4768

Москва «Мир» 1985



ББК 26.3
Б 90
УДК 551

Буалло Г.

Б 90 Геология окраин континентов: Пер. с франц.— М.: Мир, 1985. — 160 с., ил.

В книге Г. Буалло (Франция) дана характеристика различных аспектов геологии континентальных окраин с акцентом на общих закономерностях, геодинамике и моделях происходящих здесь процессов. Хотя значительная часть информации уже известна ученым, специально занимающимся этими вопросами, она разбросана по многочисленным журнальным статьям. Книга — первая в зарубежной литературе — синтезирует всю эту обширную информацию, причем в сжатом, легкодоступном, логично построенном и хорошо иллюстрированном тексте.

Для геологов всех специальностей, преподавателей и студентов геологических вузов.

Б $\frac{1904030000-354}{041(01)-85}$ 118—85, ч. 1

ББК 26.3
551

Редакция литературы по геологии

© Masson, Paris, 1979, 1982

© Перевод на русский язык, «Мир», 1985

ПРЕДИСЛОВИЕ ПЕРЕВОДЧИКА

Назначение книги Г. Буалло, профессора университета Пьера и Мари Кюри в Париже, четко определено автором в его предисловии — служить введением в проблему геологии континентальных окраин, этого чрезвычайно важного пояса, в котором осуществляется взаимодействие континентальных и океанических областей земного шара. Эту функцию книга и выполняет, причем выполняет успешно; она просто и хорошо написана, поэтому легко читается, лаконична, отличается четкой и логичной композицией, хорошо иллюстрирована. При всей своей относительной краткости книга содержательна и, можно сказать, функциональна, т. е. не содержит ничего лишнего, что выходило бы за рамки поставленной задачи. Правда, не все проблемы геологии континентальных окраин рассматриваются в ней в равной мере. Предпочтение в основном отдано изложению общих закономерностей, вопросам геодинамики, моделям происходящих здесь процессов, широко используются результаты интерпретации геофизических наблюдений. Описательному региональному геологическому материалу, в том числе описанию геологической истории, отводится более скромное место. Он приводится главным образом для иллюстрации отдельных положений. Впрочем, это и понятно при данном объеме книги и преследуемой ею цели; с региональными данными читатели могут познакомиться по другим, более обстоятельным — как советским, так и переводным — работам.

Наиболее полное представление книга Г. Буалло дает о том, как геологические и геофизические данные о континентальных окраинах интерпретируются в рамках концепции тектоники плит, с позиций которой написана книга. Четкая и строго выдерживаемая позиция автора в этом отношении является, несомненно, сильной стороной работы, но она же в какой-то мере вызывает и неудовлетворенность. Происходит это потому, что мало внимания привлекается к спорным вопросам, к возможности в ряде случаев альтернативных решений, благодаря чему иногда создается впечатление чрезмерной категоричности, когда геологический материал

(далеко не всегда однозначный) рассматривается с непре-
ложностью законов сопромата.

Особенно интересной и полезной книга будет, по-види-
мому, для тех, кто начинает интересоваться континенталь-
ными окраинами, приступает к их изучению или хочет
ознакомиться с теми или иными аспектами их геологии и
геодинамики. Книга, в частности, полезна для студентов, так
как по сути дела представляет собой учебник по курсу
геологии континентальных окраин. Аналогичных работ на
русском языке нет. Что же касается некоторых известных
работ советских авторов, таких, например, как «Основы гео-
динамики» Л. П. Зоненшайна, «Геодинамика» Е. В. Артюш-
кова и ряда других, посвященных общим проблемам гео-
динамики, то они шире по тематике и охвату материала и вни-
мание в них не сосредоточено специально на континенталь-
ных окраинах.

ПРЕДИСЛОВИЕ

[первое издание, 1979 г.]

Было, наверное, несколько рискованно в 1978 г. начинать книгу, посвященную геологии континентальных окраин, поскольку исследования в данной области велись в то время чрезвычайно интенсивно и каждый год поступали все новые и новые данные о геологическом строении этих крупных структур земной коры. Естественно, что всякий, кто хотел бы в подобной ситуации подвести определенный итог по данной проблеме, подвергался опасности предложить читателям синтез, уже устаревший к моменту выхода книги из печати. Я пошел на этот риск, так как сознавал, что широкий круг специалистов и особенно учащейся молодежи нуждается в сводке, пусть и несовершенной, по вопросу, о котором еще пятнадцать лет назад ничего или почти ничего не было известно. Мне также казалось, что многим моим коллегам-геологам, в том числе и тем, интересы которых далеки от морской геологии, было бы весьма любопытно ознакомиться с геологией континентальных окраин, в которых тектонисты видят области зарождения будущих складчатых поясов и которые, как надеются геологи-нефтяники, позволят удовлетворить в ближайшее десятилетие потребность общества в углеводородном сырье.

Работа адресована прежде всего читателям, которые хотят получить самое общее представление о предмете, чем и обусловлена сжатость изложения. Предлагаемая книга — это только введение в геологию континентальных окраин, и описание региональных особенностей геологического строения принесено здесь в жертву анализу геодинамических явлений и процессов и описанию общих моделей. Надеюсь также, что эта книга облегчит студентам освоение и более специальных геологических проблем, для чего я всемерно стремился провести аналогии между морской и континентальной геологией.

В процессе работы над книгой я пользовался помощью и советами моих коллег и друзей, которым выражаю свою сердечную благодарность.

ОКЕАНЫ И КОНТИНЕНТЫ: ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ. ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Эта глава является своего рода введением. В начале главы в самых общих чертах приведено описание морфологии дна океанов и континентальных окраин (разд. 1). В следующем, разд. 2 структура континентальной коры сравнивается со структурой коры океанического типа и противопоставляется последней, что позволяет ввести понятие коры переходного типа стабильных континентальных окраин. В разд. 3 даются определения понятий литосферы и астеносферы. В последнем, разд. 4 изложена теория литосферных плит.

Прибрежная зона (литораль), с точки зрения геолога, не является естественной границей между океаном и континентом. Отложения и структуры, наблюдаемые на суше, имеют

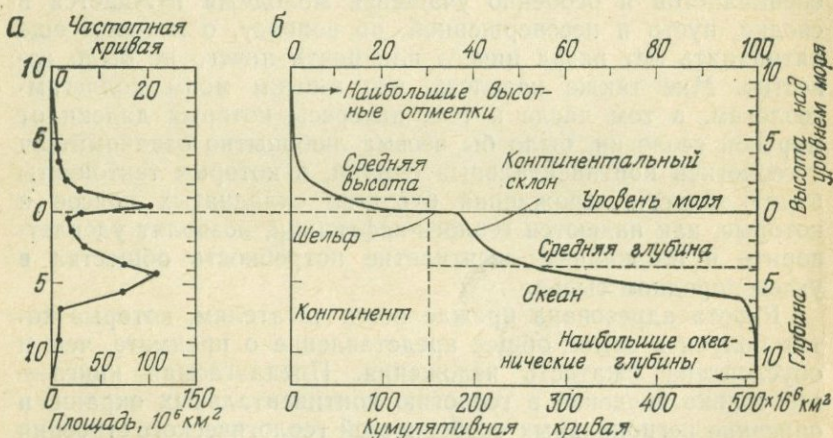


Рис. 1.1. Гипсографическая кривая земной поверхности. а — частотная кривая; б — кумулятивная кривая. Вертикальный масштаб в километрах [115].

свое продолжение под водой, и очертания берега редко соответствуют геологическим границам. Положение современного уровня Мирового океана связано в определенной степени с процессом таяния ледников в четвертичном периоде. Во время же холодного плейстоценового периода в результате значительного понижения уровня моря зона шельфа осушалась, иногда вплоть до крутого уступа, который отделяет шельф от континентального склона и в настоя-

щее время расположен на глубинах 130—200 м. Нестабильность прибрежной зоны — черта, характерная для всей геологической истории, и действительную границу между континентом и океаном следует искать ныне далеко в открытом море.

Даже беглое знакомство с кривой распределения высот и глубин на поверхности земного шара показывает, что они четко разбиваются на две группы (рис. 1.1). Наибольшей частотой встречаемости обладают высоты с отметкой 300 м и глубины с отметкой 4800 м. Наименьшую площадь на поверхности Земли занимают пространства с глубинами от 2000 до 3000 м. Следовательно, поверхность нашей планеты очень четко отражает фундаментальное различие в строении коры. Континентальные массивы и области океанических глубин суть совершенно различные области, а континентальный склон — это узкая переходная зона, геологическое развитие которой обусловлено геодинамическими особенностями континента, с одной стороны, и океана — с другой.

1. Основные формы рельефа дна современных океанов (рис. 1.2)

а. Активные и пассивные континентальные окраины. Различают две основные разновидности континентальных окраин — активные и пассивные. Активные континентальные

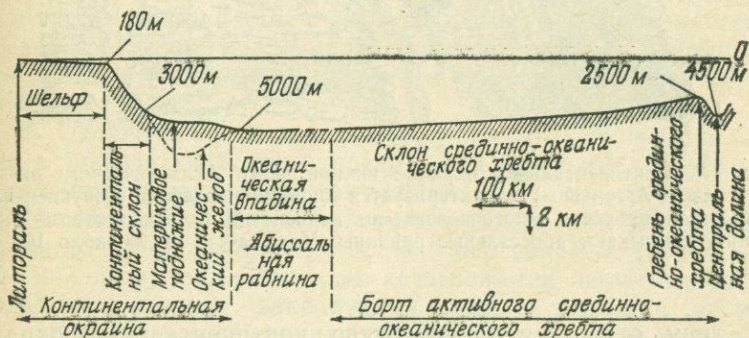


Рис. 1.2. Основные геоморфологические элементы морского дна. Схематизированный профиль, поперечный к простиранию срединно-океанического хребта.

окраины характеризуются повышенной сейсмичностью и интенсивным вулканизмом. Они обычно обрамлены глубоководными желобами, а распространены главным образом по периферии Тихого океана, где образуют практически непрерывный пояс. Пассивные, или стабильные, континентальные окраины названы так потому, что здесь, в зонах сочленения континента и океана, в настоящее время отсутствуют какие-либо признаки активной тектонической деятельности. К это-

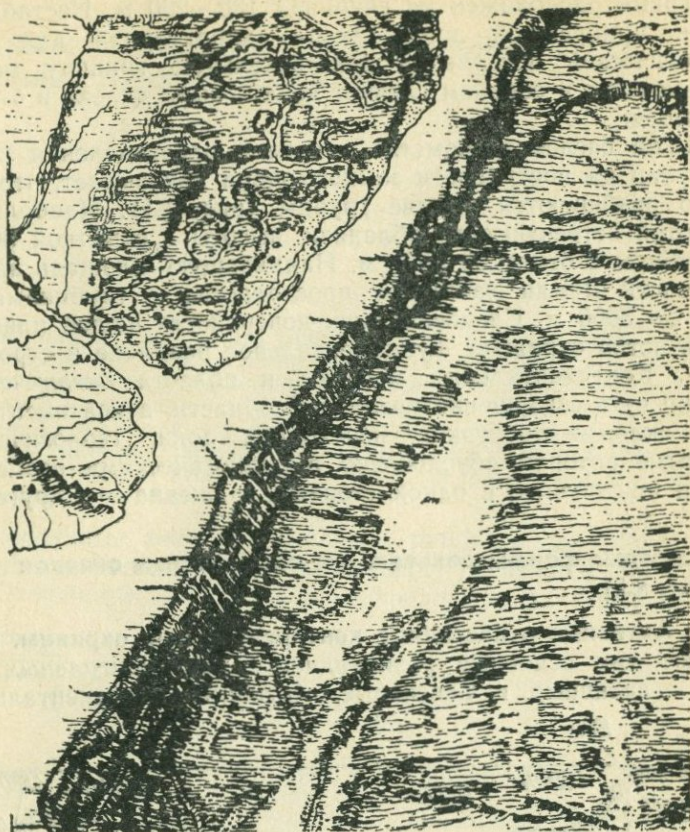


Рис. 1.3. Континентальная окраина южной части Атлантического океана (побережье Аргентины) характеризуется широким шельфом. Континентальный склон прорезан многочисленными каньонами. К материковому подножию примыкают абиссальные равнины. Масштаб: 1 см = около 100 км [75].

му типу относится большинство континентальных окраин Атлантического океана. Следуя традиции, мы опишем оба типа континентальных окраин хотя они и отвечают совершенно различным геодинамическим обстановкам.

Шельф, или *континентальное плато*, примыкает к суше, имеет относительно большую ширину (в среднем 70—80 км) и незначительные глубины (от 0 до 130—180 м). Вся совокупность геологических данных свидетельствует о том, что шельф представляет собой незначительно погруженную часть континента и отличие шельфа от собственно континента выражается лишь в наличии тонкого слоя воды, который его покрывает, и осадочного процесса, связанного с современной деятельностью моря.

Континентальный склон, имея минимальные глубины порядка 200 м, погружается до 3000—4000 м в случае пассивных окраин и до 5000—10 000 м на континентальных окраинах активного типа. Средний угол наклона континентального склона составляет 4—5°, что может показаться весьма незначительным, но надо иметь в виду, что это примерно в 200 раз превышает средний наклон морского дна в области шельфа (рис. 1.3). И шельфовая зона, и область континентального склона рассечены более или менее ярко выраженными подводными *долинами* и *каньонами*, вершины которых находятся нередко в непосредственной близости от береговой линии.

В пределах пассивных окраин континентальный склон постепенно выполаживается в сторону открытого океана и переходит в область материкового подножия. Последнее имеет наклон порядка 0,15—1° и глубины 4000—5000 м. Оно рассечено долинами и ложбинами, тальвеги которых образуют веерообразный рисунок (рис. 3.13). Континентальное подножие может располагаться или на утоненной континентальной коре, или на коре океанического типа.

Активные континентальные окраины тихоокеанского типа не имеют континентального подножия, и их склон обычно переходит в *глубоководный океанический желоб*. Ширина океанических желобов колеблется от 70 до 100 км, протяженность составляет многие сотни километров. К желобам приурочены наиболее погруженные участки океанического дна: так, например, желоб Тонга достигает 10-километровой глубины, глубина Марианского желоба превышает 11 км (рис. 1.4).

б. Океанические впадины. Морфология *океанических впадин* в значительной мере определяется природой соседствующих с ними континентальных окраин.

Так, подножие континентального склона пассивных окраин часто сопряжено с областями *абиссальных равнин*, на плоской поверхности которых возвышаются лишь отдельные *подводные горы* и фиксируются редкие ложбины, являющиеся продолжением каньонов континентального склона.

Океаническое дно, примыкающее к континентальным окраинам активного типа, нередко разбито разломами. Батиметрические измерения выявили в этих районах помимо высоких (до 1 км и более) гор множество *абиссальных холмов*, высота которых не превышает нескольких сот метров.

Эти холмы существуют и в области абиссальных равнин, примыкающих к пассивным окраинам, но там они погребены под мощным осадочным чехлом и могут быть выявлены только сейсмическими методами. Для окраин атлантического типа вообще характерно наличие мощного покрова осадков, который сформирован суспензионными потоками, транспортирующими огромные массы обломочного материала. Рельеф

фундамента скрыт под слоем этих осадков. В зонах активных окраин океанические глубоководные желоба образуют своеобразные барьеры-ловушки для отложений этого типа, и абиссальные холмы оказываются перекрытыми только тонким слоем пелагических осадков, образующихся за счет медленного осаждения взвешенных в воде частиц.

в. Срединно-океанические хребты. Срединно-океанические хребты занимают добрую треть океанических пространств (рис. 1.5) и являются наиболее ярко выраженной положительной формой рельефа дна Мирового океана. Основание

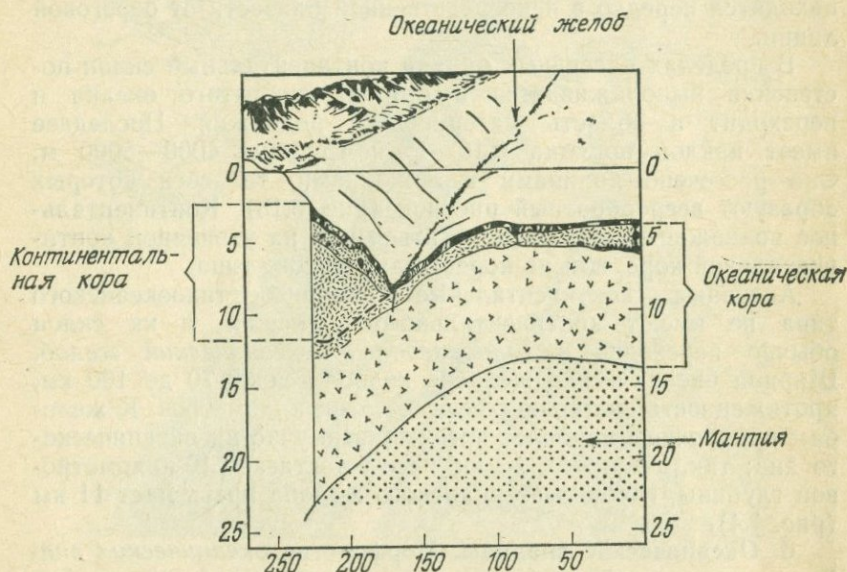


Рис. 1.4. Блок-диаграмма Чилийского глубоководного желоба. Глубинная структура показана по данным метода отраженных волн. Масштаб в километрах ([69], с упрощениями).

хребтов расположено на глубинах порядка 5000 м, вершины достигают глубин 2500 м, а в отдельных случаях поднимаются над уровнем моря. Срединно-океанические хребты часто называют «активными», так как их осевые зоны характеризуются повышенной сейсмичностью и интенсивной вулканической деятельностью. Они прослеживаются через все океаны, и общая их протяженность составляет 70 000 км.

Хребты расцелены многочисленными *поперечными* (трансформными) *разломами*, по которым отдельные сегменты хребта смещаются относительно друг друга. Оси симметрии хребта (линии гребня) обычно соответствует *центральная долина*, которая имеет незначительную ширину (около 30 км) и очень глубокий врез (до 2 км). Эти долины по аналогии с континентальными рифтами, с которыми они

имеют определенное сходство, называют океаническими рифтами.

г. **Прочие формы рельефа океанического дна.** На дне океанов, кроме вышеописанных, выделяются и другие, чрезвычайно разнообразные формы рельефа: *подводные горы*, которые чаще всего являются древними вулканами; *асейсмичные хребты* (спокойные в сейсмическом отношении поднятия значительной протяженности); отдельные изолированные или объединенные в архипелаги вулканические острова и пр.

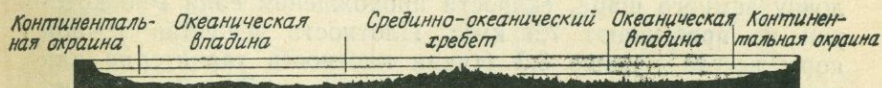
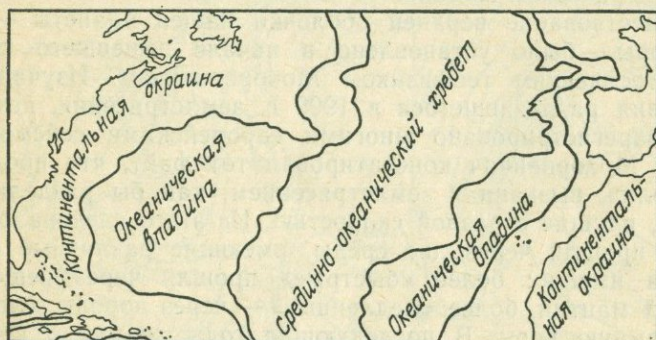


Рис. 1.5. Основные геоморфологические провинции северной части Атлантического океана [77].

Итак, даже очень схематичное описание морфоструктурных элементов океанического дна позволяет провести типизацию наиболее четко выраженных форм рельефа. Срединно-океанические хребты и глубоководные впадины в совокупности составляют океаническое пространство *sensu stricto*. Им противопоставляется область континентального шельфа, которая, без сомнения, принадлежит уже континенту и не отделима от него. Континентальный склон отвечает зоне перехода от континента к океану. Но фундаментальное различие должно быть сделано между пассивными и активными континентальными окраинами. В первых переходная зона особенно ярко выражена, знаменуя собой результат предшествовавших тектонических процессов (в наши дни здесь не зарегистрировано проявлений тектонической активности). Активные окраины, напротив, являются областями сосредоточения современной тектонической активности.

2. Кора океанического и континентального типа

Для расшифровки глубинной структуры земного шара применяются геофизические методы исследования: гравиметрическая и магнитная съемки, сейсмические и другие методы. Измерение скоростей прохождения сейсмических волн (в частности, продольных волн Р) позволяет определять плотность горных пород, через которые эти сейсмические волны проходят, и делать предположения об их петрографическом составе.

Существование верхней оболочки нашей планеты — земной коры — было установлено в начале нынешнего столетия югославским геофизиком Мохоровичичем. Изучая последствия разразившегося в 1909 г. землетрясения, которое было зарегистрировано многими европейскими сейсмостанциями, Мохоровичич констатировал тот факт, что продольная волна, вызванная землетрясением, как бы разделилась на две, идущие с разной скоростью. Из этого следовало, что волны прошли через две среды, имеющие различные свойства, а именно: более «быстрые» прошли через вещество верхней мантии, более «медленные» — через породы, слагающие земную кору. В последующие годы знания о коре и мантии существенно расширились главным образом благодаря использованию методов разведочной сейсмологии. Сейчас ясно, что земная кора образует наиболее верхнюю оболочку земного шара, скорости прохождения волн Р в которой не превышают 7,9 км/с. Плотность вещества земной коры всегда меньше 3,3 (такая плотность характерна для пород Луны), тогда как средняя плотность Земли составляет 5,52. В то же время вещество *верхней мантии*, расположенной под коровым слоем, практически всегда представлено породами с плотностью около 3,3, и продольные волны пронизывают верхнюю мантию со скоростью, обычно большей чем 7,9 км/с. Между корой и мантией выделяется зона резкого изменения сейсмических скоростей, которая соответствует поверхности физического раздела двух различных сред. Эта поверхность названа *поверхностью Мохоровичича* (*поверхностью Мохо* или *просто поверхностью М*).

а. Кора континентального типа. Континентальная кора имеет среднюю толщину около 35 км. Но в то же время мощность коры континентов в различных районах может сильно варьировать, по крайней мере вдвое. Можно констатировать, что в первом приближении поверхность Мохо относительно опущена под молодыми высоко приподнятыми горными сооружениями. Толщина коры в этих зонах может достигать 70—80 км; в таком случае говорят о наличии *корней гор*. И напротив, в зонах континентальных рифтов, особенно на континентальных окраинах, где осуществляется

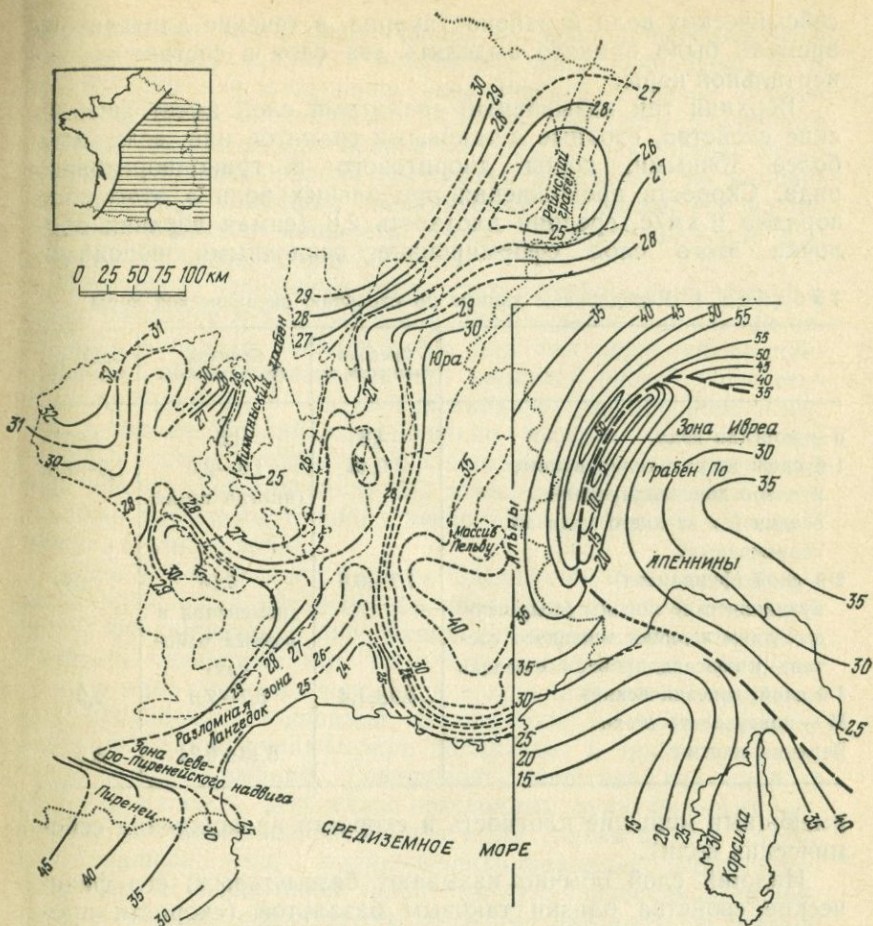


Рис. 1.6. Мощность земной коры на территории Франции. Линии равных мощностей проведены по подошве корового слоя (по поверхности Мохо). Континентальная кора утоняется в области континентальных рифтов (Рейнский грабен, грабен Лимань) и утолщается под горными хребтами, образуя корни гор (Альпы, Пиренеи). Наиболее глубоководные части Средиземного моря соответствуют участкам коры океанического типа. Мантия наиболее близко подходит к поверхности земли в зоне Ивреа, что является результатом столкновения Апулийской и Европейской плит. Столкновение произошло в палеогене [80].

переход от континентальной коры к океанической, кора делается более тонкой (рис. 1.6).

Кора континентального типа характеризуется не только изменением мощности. Существующие вариации «сейсмических скоростей» в зависимости от глубины указывают на наличие стратификации земной коры. Начиная с исследований Конрада, изучавшего в 1923 г. явление прохождения

сейсмических волн в районе Тауэрна, в течение длительного времени было принято выделять два слоя в составе континентальной коры:

Верхний так называемый *гранитный* слой имеет физические свойства, сходные с таковыми гранитов или, если быть более точными, пород диоритового и гранодиоритового ряда. Скорость прохождения продольных волн в этом слое порядка 6 км/с, средняя плотность 2,8 (самая верхняя оболочка этого слоя сформирована осадочными породами,

Т а б л и ц а I. Усредненные данные по строению океанической коры

	Средняя мощность, км	Средняя скорость, км/с	Средняя плотность
о — морская вода	4,8	1,5	1,03
1-й слой: неконсолидированные и слабо консолидированные осадки (от верхнего мела до современных)	0,45	1,8—2,0 (иногда выше)	1,9—2,3
2-й слой (фундамент): вулканические породы (подушечные лавы и дайки основного состава) и консолидированные осадки	1,7±0,6	5,10 (изменячива в разных районах)	2,55
3-й слой: «океанический»	4,9±1,4	6,7—7,0	2,9
М — поверхность Мохо			
Верхняя мантия		8,13±0,24	3,3

имеющими меньшие плотность и скорости прохождения сейсмических волн).

Нижний слой обычно называют *базальтовым*; его физические свойства близки таковым базальтов (скорости прохождения волн Р колеблются от 6,5 до 7,7 км/с, плотность — от 2,9 до 3,1). И все-таки маловероятно, что этот нижний слой представлен базальтами или даже габбро. Воздействие давлений и температур, существующих на этих глубинах, должно неизбежно приводить к возникновению таких горных пород, как *гранатовые гранулиты*, *эклогиты*, или, предположительно, *амфиболиты*.

б. Кора океанического типа (табл. I). Океаническая кора принципиально отличается от коры континентов. Кора под океанами имеет значительно меньшую мощность (около 7 км, к которым надо добавить 5-километровую толщу воды) и иную природу. Континентальная кора содержит около 60 % SiO₂, океаническая — менее 50 %. Результатом этого является большая плотность океанической коры и в конечном итоге ее более основной петрографический состав.

Слой I представлен рыхлыми и неконсолидированными осадками, имеющими, как правило, небольшую мощность.

4768

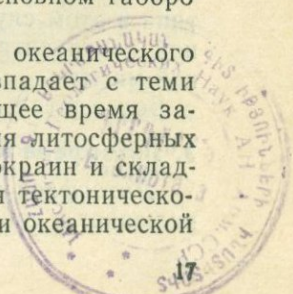
Значительная часть океанических осадков концентрируется в зонах, прилегающих к континентальным окраинам, т. е. практически вне собственно океанической коры. В осевых зонах срединно-океанических хребтов мощности осадочного слоя ничтожны; иногда осадки отсутствуют полностью. Мощность осадочного покрова постепенно возрастает по направлению к глубоководным океаническим впадинам, где на отдельных участках мощность чехла достигает 2—3 км при средних значениях около 500 м.

Осадочные отложения подвергаются деформации только в зонах разломов и в области континентальных окраин. На остальных участках океанического дна они остаются практически недеформированными, что является очень существенным аргументом в пользу жесткости литосферных плит. Океанические осадки относительно молоды: в настоящее время геологам неизвестны расположенные на океанической коре осадки, которые были бы древнее юры (триасовые отложения встречены только в нескольких районах в зоне континентальных окраин).

Слой 2 (фундамент, или basement, согласно английским авторам) сложен главным образом базальтами. На поверхности океанического дна базальты нередко участвуют в строении подводных гор. Базальты представлены подушечными и канатными лавами. И те и другие были обнаружены при проведении подводной фотосъемки и глубоководных исследований со специальных аппаратов, а также вскрыты буровыми скважинами. Совершенно очевидно, что слой 2 сформировался в результате подводных вулканических излияний, но весьма вероятно, что в его состав входят консолидированные (или полуконсолидированные) отложения, захваченные базальтовой лавой при вулканических извержениях в момент образования океанической коры в осевых зонах срединно-океанических хребтов.

Строение слоя 3, который часто называют океаническим, изучено намного слабее, и его действительная природа вызывает еще много разногласий и споров. Процесс дифференциации мантийной магмы приводит не только к выплавлению базальтов, но и к одновременному формированию пород более основного состава (кумуляты, богатые оливином и плагиоклазом), которые, вероятно, и слагают слой 3. В этом случае его состав мог бы соответствовать в основном габбро и метагаббро в ассоциации с перидотитами.

60 % поверхности Земли составляет кора океанического типа, и ее распространение, естественно, совпадает с теми областями земного шара, которые в настоящее время заняты океанами. Но когда в зонах столкновения литосферных плит (в пределах активных континентальных окраин и складчатых поясов) океаническая кора подвергается тектоническому сжатию, может случиться так, что блоки океанической



коры будут выжаты в верхние горизонты и войдут в состав коры континентов. Именно так большинство геологов в настоящее время объясняют возникновение офиолитовых покровов в пределах древних складчатых поясов. В этом случае офиолиты, как полагают, свидетельствуют о существовании древних океанов, которые располагались на месте современных складчатых зон и исчезли в результате процесса субдукции.

в. Кора «переходного» типа. В зонах континентальных окраин поверхность Мохо смещается на более низкий, чем под океанами, гипсометрический уровень. Здесь, в областях сочленения различных структур, земная кора приобретает характер, переходный между корой, свойственной континентам, и корой океанической, хотя никто не знает точно, каким образом этот переход осуществляется. А ведь речь идет о принципиально важной геологической и геофизической проблеме, от решения которой зависит понимание геологического развития пассивных континентальных окраин и, что особенно важно, понимание механизма чрезвычайно мощного прогибания, свойственного им. Но именно наличие в зоне континентальных окраин многокилометровых осадочных отложений не позволяет достигнуть фундамента с помощью буровых скважин. Вследствие этого и геологи, и геофизики вынуждены прибегать к нижеследующим гипотетическим построениям.

Скорости прохождения продольных волн (P) через породы фундамента континентальных окраин в общем случае составляют 6,5—6,8 км/с, что указывает на сходство пород основания этих зон с породами нижних горизонтов континентальной коры («базальтовым» слоем). Такая аналогия позволяет предположить, что утонение континентальной коры связано с деструкцией приповерхностного «гранитного» слоя в результате рифтогенеза, который предшествовал формированию континентальной окраины. Тогда кору переходного типа можно рассматривать в качестве той же континентальной коры, только утоненной и отчасти сложенной высокометаморфизованными породами.

Формирование пассивных континентальных окраин происходило в условиях растяжения литосферы. С ним, помимо утонения коры в результате образования системы нормальных сбросов, связано также внедрение плотных вулканических пород мантийного происхождения. Кора переходного типа в этом случае соответствовала бы участкам раздробленной континентальной коры, пронизанным интрузиями основной магмы.

Более детальное обсуждение этой проблемы проведено в гл. 2.

3. Литосфера и астеносфера

Литосфера является наружной оболочкой земного шара и включает в себя земную кору и часть верхней мантии. Веще-

ство, слагающее литосферу, характеризуется и *жесткостью*, и *пластичностью* одновременно. Если говорить более точно, то породы, которые формируют литосферу, способны выдерживать давление порядка нескольких сот бар без развития пластического течения. Средняя мощность литосферы около 100 км. Литосфера покрыта гидросферой и атмосферой и сама покоится на астеносферном слое.

Астеносфера в противоположность литосфере сложена относительно *пластичным* веществом, способным деформироваться даже под воздействием слабых напряжений. Упрощенно астеносферу можно представить себе как пластичную

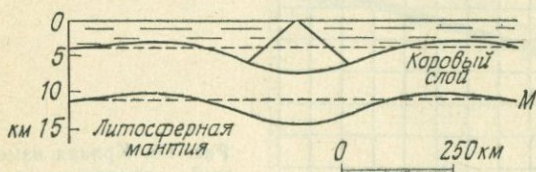


Рис. 1.7. Действие нагрузки, приложенной к литосферному слою (Гавайские острова) [63].

(по крайней мере в масштабе геологических явлений) оболочку, внутренние свойства которой позволяют литосферным плитам перемещаться по ее поверхности и даже погружаться в астеносферный слой на глубину в несколько сот километров.

а. Основы понятий «литосфера» и «астеносфера». Понятия «литосфера» и «астеносфера», ставшие в настоящее время общепринятыми, появились уже в нашем веке, что связано с развитием гравиметрии, геотермии и сейсмологии:

1. Если на поверхности Земли находится какая-либо дополнительная масса (например, вулканическая постройка или дельтовый конус), то ее действие вызывает деформацию этой поверхности в региональном масштабе (рис. 1.7): постепенное плавное прогибание захватывает широкую — гораздо более широкую, чем область приложения нагрузки, — зону. Вне этой зоны погружение компенсируется возникновением валообразного поднятия. Таким образом восстанавливается общее изостатическое равновесие, но в том месте, где существует перегрузка, наблюдается четко выраженная положительная гравитационная аномалия. Это явление может быть объяснено только с помощью двухслойной модели: вверху более твердые породы литосферы и под ними — пластичная астеносфера, вещество которой способно перетекать на глубине. Перераспределение вещества приводит к восстановлению изостатического равновесия.

2. Скорости прохождения сейсмических волн (и продольных (P), и, более определенно, поперечных (S), обладающих скоростями, меньшими, чем у продольных) на разных глубинах различны. Относительно высокие в приповерхностном слое скорости уменьшаются в так называемом «слое пониженных скоростей» (волноводе), расположенном на глубинах от 100 до 300 км (рис. 1.8). Изменения скорости указывают на изменение физических свойств пород верхней мантии

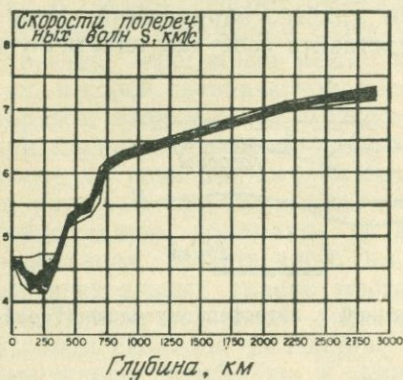


Рис. 1.8. Кривая изменения скоростей прохождения поперечных волн S в зависимости от глубины [99].

на уровне границы, которая может быть определена как граница литосферы и астеносферы.

3. В относительно жестком веществе литосферы теплообмен идет под действием кондуктивного процесса. В нижних частях этой оболочки наблюдается значительный градиент температур. В пластичном веществе астеносферы работает механизм конвекции, обмен теплом относительно быстрый и температура во всем слое остается более или менее постоянной. Такое различие в физических свойствах двух сред обусловлено, вероятно, процессом частичного плавления пород верхней мантии ниже определенной глубины в результате увеличения температуры и давления.

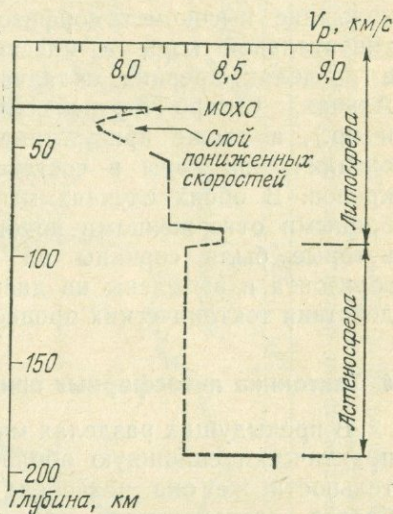
Рассчитать глубину, на которой начинается частичное плавление, можно, зная средние значения теплового потока на поверхности Земли и состав горных пород, слагающих верхнюю мантию. Вычисленные таким образом глубины составляют около 100 км, температуры порядка 1300 °C (рис. 2.6). На этом уровне плавление захватывает только весьма незначительные объемы мантийного вещества (~ 1%), но этого, вероятно, достаточно, чтобы в значительной мере изменить физические свойства пород.

Таким образом три относительно самостоятельных метода приводят к сходным заключениям относительно средней мощности и физических свойств вещества литосферы. Но толщина литосферы может испытывать значительные колебания. Литосфера зарождается в зоне срединно-океани-

ческих хребтов, и здесь она очень маломощная. С удалением от оси хребта и по мере «старения» мощность литосферы возрастает, достигая при возрасте более 80 млн. лет, а также под континентами 125 км.

6. Литосферная мантия. Под поверхностью Мохо расположена литосферная мантия, плотность которой 3,3, а скорость прохождения продольных волн около 8,1 км/с. В на-

Рис. 1.9. Кривая зависимости скоростей распространения продольных волн P от глубины в подкоровом слое территории Западной Европы [79].



стоящее время принято считать, что такие скорости характерны для перидотитов.

Литосферная мантия неоднородна. Современные сейсмологические исследования, проводимые в особенно большом объеме в Западной Европе, выявляют ее четкую стратификацию. Непосредственно под поверхностью Мохо залегает слой мощностью около 10 км, имеющий скорость прохождения продольных волн порядка 8,1 км/с. Глубже расположен «слой пониженных скоростей» (скорости волн P 7,8—7,9 км/с), мощность которого также около 10 км. И наконец, самые нижние горизонты литосферы вновь характеризуются высокими скоростями прохождения сейсмических волн (8,2 км/с) (рис. 1.9).

Слой пониженных скоростей не может быть по аналогии с астеносферой интерпретирован как зона частичного плавления. По мнению многих авторов, его существование скорее может быть связано с процессом гидратации перидотитов. В условиях тех давлений и температур, которые существуют на глубинах от 40 до 50 км, серпентинизация перидотитов осуществляется достаточно легко даже при незначительном содержании воды (1 %).

Существование в пределах литосферы слоя пониженных скоростей — это, несомненно, интереснейший геологический факт. Если мощный слой (около 10 км) серпентинизированных перидотитов обуславливает горизонтальное расслоение литосферы, то весьма вероятно, что в случае тангенциальных тектонических напряжений именно в этом месте произойдет срыв верхних частей литосферы относительно подстилающего слоя. Это явление могло бы объяснить частое сонахождение высокометаморфизованных пород основания континентальной коры и массивов перидотитов (лерцолитов) в пределах древних складчатых областей (зона Ивреа в Альпах, Северо-Пиренейская зона, Бетская кордильера и пр.), а также присутствие перидотитов и других пород океанической коры в составе гигантских офиолитовых покровов. В обоих случаях мы имеем, вероятно, дело с глубинными отторженцами подошвы верхнего слоя литосферы, которые были сорваны на уровне серпентинизированного горизонта и выведены на дневную поверхность в результате действия тектонических процессов и эрозии (гл. 6).

4. Тектоника литосферных плит

В предыдущих разделах мы рассматривали литосферу как практически сплошную оболочку земного шара. В действительности же она разделена на некоторое число жестких блоков, составляющих сферическую оболочку Земли. Эти сегменты названы *литосферными плитами*.

Концепция литосферных плит основана на данных о распределении сейсмических зон Земли. Эпицентры землетрясений расположены не беспорядочно: в пределах континентов и океанических пространств они образуют протяженные и относительно неширокие пояса, которые отделяют друг от друга более спокойные в сейсмическом отношении области земного шара (рис. 1.10). Более того, сейсмические пояса пространственно совпадают с зонами, в которых интенсивно протекают и другие тектонические процессы: происходит формирование новой литосферы (области срединно-океанических хребтов) и ее поглощение (современные зоны субдукции) (гл. 6) и пр. Из сказанного вытекает фундаментальный теоретический вывод: общая энергия литосферных плит при движении их относительно друг друга частично трансформируется в энергию тектонических процессов. Особенно отчетливо это явление выражено, естественно, на границах плит, и именно здесь могут наблюдаться в наиболее ясном виде разнообразные тектонические явления (сейсмичность, вулканизм и др.). На некотором удалении от границ литосферных плит геодинамические процессы ослаблены вследствие жесткости литосферы.



Рис. 1.10. Современное расположение литосферных плит на поверхности Земли и их относительное перемещение. Стрелки указывают направление и относительную скорость движения. Точками показаны эпицентры наиболее сильных землетрясений [87]. 1 — области конвергенции плит; 2 — области раздвижения (дивергенции) плит; 3 — сдвиги; 4 — относительная скорость; АП — Аравийская плита; ПК — плита Кокос.

Можно решать и обратную задачу, а именно проследить границы плит на основании изучения интенсивности геодинамических процессов. В настоящее время на поверхности земного шара выделяется двенадцать основных литосферных плит (рис. 1.10).

Из приведенных выше теоретических положений можно сделать некоторые важные выводы:

1. Конфигурация литосферных плит не имеет прямой связи с расположением океанов и континентов: одна плита

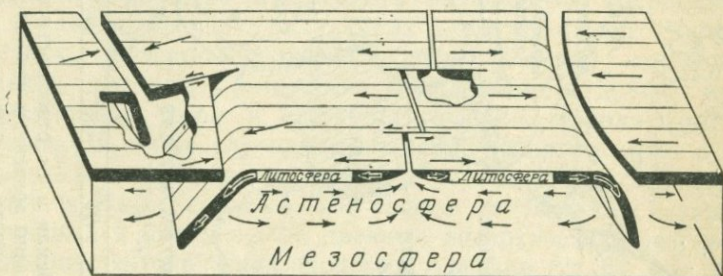


Рис. 1.11. Схема, иллюстрирующая модель тектоники плит [83].

может захватывать одновременно и континентальные, и океанические участки литосферы (существуют только три полностью океанические плиты: Тихоокеанская, плита Наска и плита Кокос).

2. Поскольку плиты представляют собой части сферической поверхности земного шара, их движение может быть определено относительно полюса ротации (при известной угловой скорости ротации).

3. Установлены три типа перемещения плит относительно друг друга: раздвижение (дивергенция), встречное движение (конвергенция) и относительное скольжение (рис. 1.11).

а. Раздвижение (дивергенция) плит и его геологические следствия (рис. 1.12). Теории литосферных плит предшествовало познание процессов новообразования океанической коры. Для того чтобы объяснить дрейф континентов и закономерности распределения магнитных аномалий на дне океанов, геологи и геофизики высказали предположение, что осевые зоны срединно-океанических хребтов являются областями формирования коры и литосферы океанов. В осевых зонах хребтов астеносфера располагается очень близко к поверхности океанического дна, а вновь образованная литосфера постепенно отодвигается в обе стороны от осевой зоны (рис. 1.12, а), которая выступает в этом случае в роли границы раздвигающихся литосферных плит.

Гипотеза многоактного обновления океанической коры была подтверждена данными, полученными при глубоко-

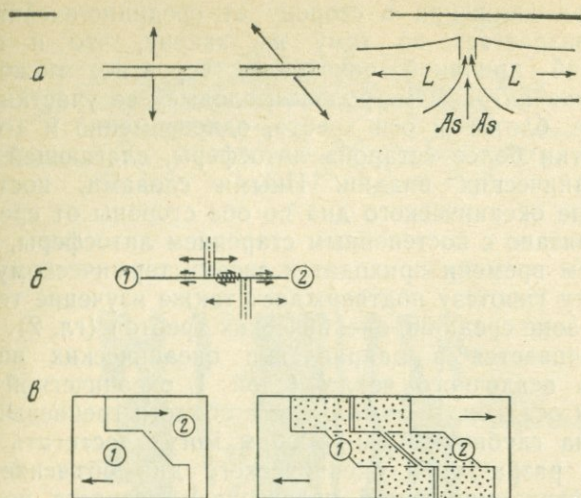


Рис. 1.12. Схема дивергенции литосферных плит (объяснение см. в тексте). *a* — раздвижение двух плит в зоне срединно-океанического хребта; *б* — трансформный разлом делит срединно-океанический хребет на два сегмента (активный отрезок разлома заштрихован); *в* — возникновение и развитие трансформного разлома в процессе раздвижения (дивергенции) плит. Активные участки разлома показаны сплошной линией, пассивные участки — прерывистой линией. *As* — астеносфера; *L* — литосфера.

водном бурении и позднее во время глубоководных погружений на спускаемых аппаратах.

С 1968 г. началось систематическое изучение осадочного чехла современных океанов с судна «Челленджер». К концу 1977 г. с этого судна было пробурено 430 скважин, расположенных в самых различных районах Мирового океана. В данной работе нет возможности даже очень кратко рассмотреть те имеющие огромное значение результаты, которые были получены в течение одного десятилетия в области изучения океанических осадков. Достаточно вспомнить только один факт: возраст океанической коры, предсказанный гипотезой расширения океанического дна для разных участков акватории, был подтвержден данными о возрастах отложений, непосредственно залегающих на океаническом субстрате. В настоящее время можно считать, что новообразование коры и литосферы в осевых зонах срединно-океанических хребтов — это твердо установленный факт, имеющий огромное значение для всей геологической науки.

Срединно-океанические хребты, за исключением зоны центрального грабена, изостатически уравновешены. Глубины при движении от оси хребта по направлению к океаническим впадинам возрастают от 2500 до 5500 м, и это увеличение глубины не связано с какими-либо тектоническими процессами. Следует тем не менее помнить, что плотность лито-

сферы при движении в сторону от срединно-океанического хребта возрастает по тому же закону, что и глубина. И главной причиной опускания, вероятно, может быть *охлаждение литосферы*: более «молодые» ее участки, расположенные ближе к оси хребта, одновременно и «горячее», чем участки более «старой» литосферы, слагающей основные океанических впадин. Иными словами, постепенное углубление океанического дна по обе стороны от срединного хребта связано с постепенным старением литосферы, которая с течением времени приходит к своему термическому равновесию. Эту гипотезу подтверждает также изучение теплового потока в зоне срединно-океанических хребтов (гл. 2).

Увеличивается в направлении океанических впадин и мощность осадочного чехла (слой I океанической коры): мощности осадков, минимальные в области гребневых частей хребта, на глубинах 4500—5000 м могут достигать 1000 м. Гипотеза разрастания океанического дна объясняет такое распределение мощностей увеличением возраста коры: чем древнее кора, чем древнее фундамент океанического дна, тем больше длительность формирования осадочного чехла и соответственно тем больше его мощность.

Базальтовая магма, излившаяся в осевой зоне хребта, постепенно остывает, и, когда ее температура становится ниже точки Кюри, она приобретает термоостаточную намагниченность. Зная, что магнитное поле Земли в течение геологической истории неоднократно меняло свою полярность, следует полагать, что и намагниченность базальтов должна была изменять полярность в зависимости от эпохи, во время которой эти базальты образовались. В результате в земной коре возникает неоднородная намагниченность горных пород, которая и создает аномалии интенсивности магнитного поля, наблюдаемого на поверхности океанов (рис. 1.13). Геоманнитные аномалии представляют собой, таким образом, некую разновидность «полос роста» океанической коры: чем дальше аномалии отстоят от оси хребта, тем они древнее.

Осевая зона хребта отвечает узкой полосе, в которой проявляются интенсивные тектонические процессы. Очаги землетрясений в этой зоне являются «приповерхностными» (они расположены на глубине, не превышающей 10—30 км).

Морфологические особенности срединно-океанических хребтов связаны со скоростью расширения океанического дна. Если расширение «медленное» (менее 3 см/год), образуется центральная долина, в случае же «быстрого» расширения (более 3 см/год) формируется широкое валообразное поднятие без центрального грабена.

Границы литосферных плит являются зонами активного взаимодействия вновь формирующейся литосферы с морской водой. О важности этого явления геологи не подозревали

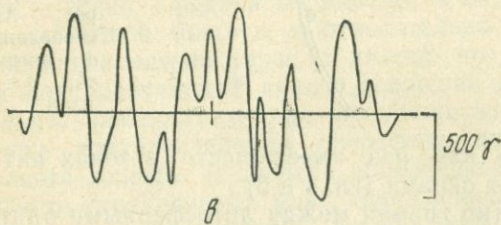
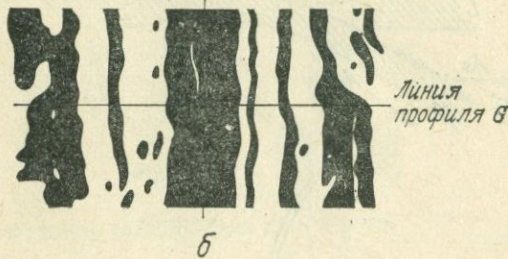
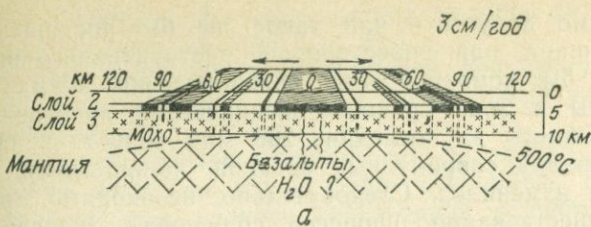


Рис. 1.13. Схема формирования геомагнитных аномалий согласно гипотезе расширения океанического дна (предложенная Вейном и Метьюзом). Черные полосы — породы с нормальной намагниченностью, белые — с обратной намагниченностью; а — схема эволюции; б — карта распределений магнитных аномалий, соответствующая схеме а; в — значения геомагнитного поля вдоль линии, изображенной на рис. б. Скорость расширения океанического дна — 3 см/год ([112], см. [86]).

до самого последнего времени. Сейчас стало понятным не только то, что гидротермальные процессы способствуют подводному выветриванию и метаморфизму пород океанической коры, но и то, что морская вода в процессе инфильтрации через литосферу сама меняет свой солевой состав. Из этого следует, что соленость морской воды есть не только следствие предшествующих геологических событий, но и результат непрерывного взаимодействия с корой и мантией литосферы.

б. Встречное движение (конвергенция) плит и его геологические следствия (рис. 1.14). Если литосферные плиты раздвигаются со скоростью несколько сантиметров в год, то

необходимо допустить или такое же быстрое расширение земного шара, или существование деструктивного процесса, который бы компенсировал возникновение новых порций литосферы в зоне срединно-океанических хребтов. Объем нашей планеты за последние 200 млн. лет, т. е. за время существования современных океанов, по-видимому, существенно не изменился. Следовательно, необходимо предполагать существование процесса сближения (конвергенции)

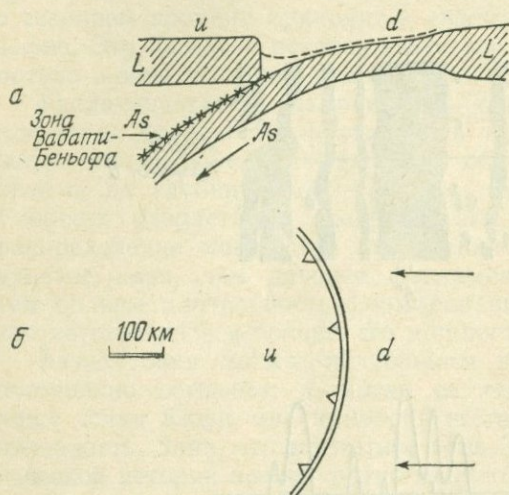


Рис. 1.14. Конвергенция и субдукция литосферных плит. L — литосфера; As — астеносфера; u — надвигающаяся плита; d — погружающаяся плита; а — профиль; б — план.

плит. Это как раз имеет место в зонах активных континентальных окраин (гл. 4 и 5).

Такой тип границ между литосферными плитами (конвергентные границы) на поверхности земного шара маркируется поясами повышенной сейсмической активности. Но эти пояса существенно отличаются от тех сейсмических поясов, которые соответствуют осевым зонам срединно-океанических хребтов:

1. Энергия, выделяемая в зонах конвергенции плит, гораздо значительнее, чем в срединно-океанических хребтах (рис. 1.10), да и проявление сейсмичности здесь более четкое, чем в океанических рифтах.

2. Области конвергенции плит характеризуются промежуточными и глубокофокусными очагами землетрясений (100—700 км).

3. Очаги сконцентрированы вдоль узкой зоны, которая известна под названием зоны Вадати — Беньофа¹.

Зоны Вадати — Беньофа имеют наклон около 60°, и линия их пересечения с поверхностью земного шара совпадает

¹ Эти зоны были впервые описаны японским геофизиком Вадати. Но традиционно их называют именем американского геофизика Беньофа, который, однако, изучал эти зоны в более поздний, чем Вадати, период.

с зоной глубоководных океанических желобов активных континентальных окраин (рис. 1.14, а).

Явление поддвижения одной плиты под другую и погружения подвигающейся плиты в литосферный слой называется *субдукцией*.

В принципе только океаническая литосфера может проникнуть в вещество астеносферы. Напомним, что океаническая литосфера, являясь производной астеносферы, обладает более высокой, чем астеносфера, плотностью, поскольку океаническая литосфера более холодная. И естественно, что проникновение океанической литосферы в среду с меньшей

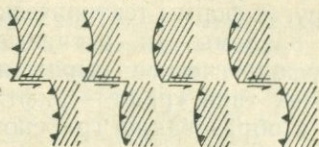


Рис. 1.15. Трансформные разломы типа дуга — дуга.

плотностью и большей пластичностью могло бы осуществиться достаточно легко. Средняя же плотность континентальной литосферы, имеющей мощную и относительно легкую кору, меньше плотности астеносферы, и именно это препятствует субдукции континентальной коры. Движение плит должно, следовательно, замедляться или прекращаться с того момента, когда континентальная литосфера достигнет зоны глубоководного желоба. В области континентальных окраин, т. е. в области столкновения плит, проявляются в этом случае интенсивные тектонические деформации, и континентальные окраины преобразуются в складчатые зоны. Это явление известно в геологической литературе как «столкновение плит» (*collision*) (гл. 6).

Границы столкновения литосферных плит образуют на поверхности земного шара дуги, вогнутая сторона которых обращена в направлении надвигающейся плиты (рис. 1.14, б). Две различные дуги часто сопряжены друг с другом по зонам так называемых трансформных разломов, по которым фиксируются сдвиговые перемещения (рис. 1.15).

в. Трансформные разломы. Трансформные разломы образуют третий тип сочленения литосферных плит, который, как уже отмечалось, характеризуется главным образом сдвиговыми перемещениями (право- и левосторонними) на границе плит (рис. 1.12, б и в; рис. 1.15). Сдвиговые перемещения обуславливают повышенную сейсмическую активность этих зон. В то же время надо отметить, что вдоль указанных границ не происходит ни образования новой литосферы, ни ее разрушения. Можно выделить три основных типа транс-

формных разломов: «рифт — рифт», «рифт — дуга» и «дуга — дуга».

Концепция трансформных разломов существенно отлична от концепции поперечных сдвигов, которая лучше известна «континентальным» геологам. Трансформные разломы отсекают активные участки дуг и рифтов. Они не продолжают за пределами дуг, но в то же время могут выходить за пределы рифтов в виде пассивных (отмерших) разломов, протягивающихся иногда вплоть до границы океана с континентом (рис. 1.12). Классическая проблема затухания больших сдвигов не актуальна для трансформных разломов. Сдвиговые перемещения по трансформным разломам не затухают, а преобразуются в другие формы тектонических движений.

Трансформные разломы (и активные, и «отмершие») имеют четкое морфологическое выражение, особенно если речь идет о разломах типа «рифт — рифт». Сдвиговые перемещения приводят к образованию грабенов и горстов, разница высот в которых может превышать 6—7 км. Так, например, грабен разлома Романш в экваториальной Атлантике достигает глубины 7631 м¹.

Трансформные разломы типа «рифт — рифт» могут рассматриваться (по крайней мере, некоторые из них) как отражение первоначальной геометрии ослабленных зон океанического дна (рис. 1.12, в). Когда плита в силу тех или иных причин делится на две части, рисунок первоначальных нарушений редко бывает прямолинейным. Линия нарушения обычно следует ослабленным зонам, которые отвечают более древним геологическим структурам. Траектория этих структур на поверхности земного шара может быть чрезвычайно извилистой. Океанические рифты, занимающие в целом срединное положение в формирующемся океане, своей конфигурацией достаточно точно отражают рисунок первичных нарушений. Если же некоторые отрезки разломных нарушений еще в начальную стадию открытия океана окажутся параллельными вектору движения плит, то они могут способствовать зарождению трансформных разломов, развитие которых будет продолжаться до тех пор, пока останется неизменным полюс ротации раздвигающихся плит.

(Литература — см. стр. 149).

¹ Грабен разлома Романш достигает глубины 7856 м. — *Прим. перев.*

ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ. ГЕОДИНАМИКА

Пассивные окраины — это области проявления наиболее интенсивных опусканий, наблюдаемых на поверхности Земли. В данной главе рассматриваются различные явления, связанные с общей геодинамикой пассивных окраин и их прогибанием: растяжение коры в зонах континентальных рифтов, которые соответствуют эмбриональной стадии развития пассивных окраин (разд. 1); остывание литосферы (разд. 2 и 3); влияние веса осадочного чехла (разд. 4); проявление мегаморфических процессов в глубинных частях земной коры (разд. 5); связь утонения континентальной коры с ее растяжением и формирование коры «переходного» типа (разд. 6).

Осадочные отложения обычно слагают достаточно мало-мощный покров, образующий самую верхнюю оболочку земной коры. Это характерно как для континентов, так и для океанов (гл. 1). Но в отдельных зонах (складчатых поясах, современных и древних континентальных окраинах) мощность осадочного чехла резко возрастает и может достигать 10 км. Более половины морских осадков располагается вдоль континентальных окраин; особенно значительные массы осадочных образований приурочены к окраинам атлантического типа¹.

Процесс прогибания — это главный геодинамический процесс, отражающий развитие пассивных континентальных окраин. Исходя из оценки мощности осадочного чехла, можно выделить два их типа — «насыщенные» и «ненасыщенные». Для «насыщенных» континентальных окраин характерны следующие мощности осадочного чехла: 5—12 км на шельфе и 3—6 км в области континентального подножия. «Ненасыщенные» окраины характеризуются меньшими мощностями осадочного слоя: 2—4 км на шельфе и около 4 км на континентальном подножии. В пределах Атлантики «ненасыщенные» окраины наблюдаются на западном побережье океана (в частности, окраина Европейского континента), тогда как наибольшие мощности осадочного чехла свойственны области Северо-Американского побережья (рис. 2.1). Но шельфовые зоны пассивных окраин прогиба-

¹ Напомним, что возраст окраин современных океанов не древнее триаса. Образования более древних континентальных окраин являются основными элементами складчатых областей.

ются не только под воздействием веса осадков, которые там формируются; прогибание вызвано главным образом процес-

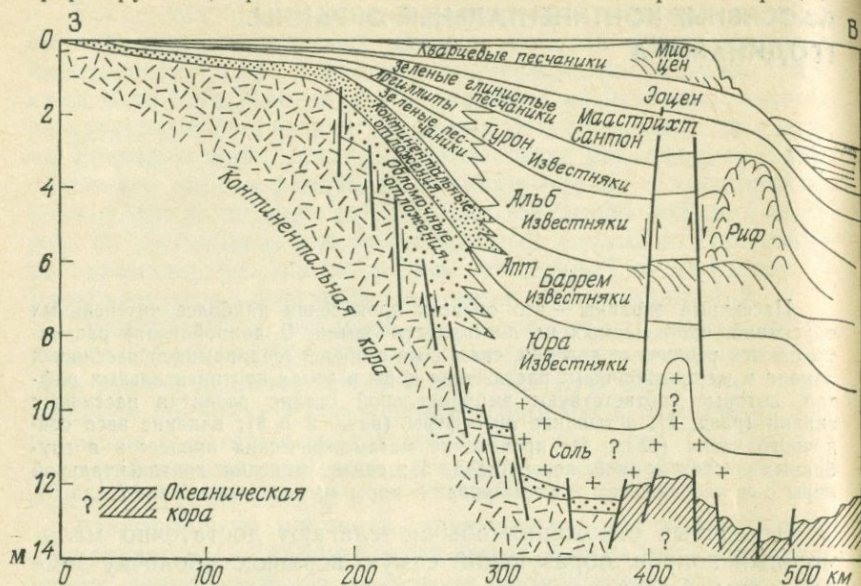


Рис. 2.1. Атлантическая окраина США — пример «насыщенной» континентальной окраины [104].

сами, происходящими в литосфере. И вопреки своему названию пассивные окраины являются относительно активными областями земного шара.

1. Континентальные рифты и растяжение литосферы

Пассивные окраины — это древние границы литосферных плит. Зоны перехода от континента к океану начали формироваться на первом этапе раздвижения континентальных плит, когда в образовавшейся между ними щели возникла узкая полоса океанической литосферы. На еще более раннем этапе (до начала формирования океанической коры) растяжение континентальной коры привело к возникновению более локальных структур — континентальных рифтов, которые отражают своим существованием эмбриональную стадию пассивных шельфов (рис. 2.2). Однако для корректной интерпретации истории развития окраин атлантического типа необходимо знать геодинамические процессы, протекающие в типичных континентальных рифтах, таких, например, как рифты Восточной Африки, Рейнского грабена, грабенов Центрально-Французского массива и др.

Континентальные рифты являются характерным элементом структуры и рельефа Земли. В рифтовых зонах конти-

нентальная литосфера интенсивно прогрета и тепловой поток превышает в ряде мест свои средние значения в 2—3 раза. Прогрев сопровождается разуплотнением литосферы и региональным воздыманием, которое в общих чертах отвечает следующей схеме:

Первый этап (рис. 2.2). Возникает поднятие, имеющее эллиптическую форму и высоту около 1 км. Ширина подня-

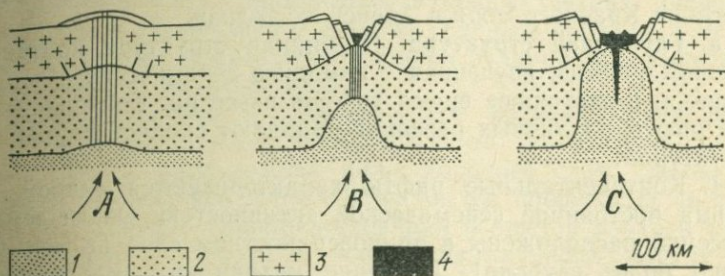


Рис. 2.2. Схема тектоно-магматической эволюции района впадины Афар. 1 — астеносфера и слой пониженных скоростей; 2 — верхняя мантия; 3 — континентальная кора; 4 — океаническая кора. Стадия А (64—25 млн. лет): образование аравийско-нубийского поднятия, тепловое возбуждение мантии и излияние преимущественно щелочных базальтов, образовавшихся в результате частичного плавления вещества в глубинных зонах. Эта стадия отвечает стадии развития Атлантического океана в юрское время. Стадия В (25—4 млн. лет): образование системы континентальных рифтов (Афар, Красное море, Восточная Африка). Стадия С (4—1 млн. лет): расхождение континентальных плит и формирование океанической коры. Частичное плавление вещества в пределах верхних горизонтов мантии ([109], с упоминаниями).

тия может достигать 100 км, протяженность 200—300 км, площадь 10^4 — 10^5 км².

Второй этап. Происходит обрушение свода поднятия и образуется тектонический грабен, разделяющий рифтовую область на две симметричные части. Ширина грабена колеблется от 30 до 100 км, высота бортовых уступов достигает 1,5 км. Протяженность рифтовой зоны в целом может составлять многие сотни и тысячи километров при ширине от 200 до 2000 км. На этой стадии общая морфология континентальных рифтов сходна с морфологией рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

Третий этап. Континентальный рифт, который до этого времени развивался в условиях ограниченного растяжения коры, трансформируется в область океанического пространства. Ось рифта становится границей расходящихся плит, и в этой области начинается образование новой океанической литосферы. Море, которое до этого момента проникало в рифтовый прогиб только эпизодически, захватывает его окончательно, и глубина бассейна непрерывно возрастает до тех пор, пока не достигает значений, свойственных настояще-

му океану. Исключением из этого правила является, по-видимому, впадина Афар в Восточной Африке, где океаническая кора формируется в условиях суши (рис. 2.2).

Описанная последовательность развития рифтогенных структур свойственна многим регионам, например системе континентальных рифтов области Великих озер и впадины Афар в Восточной Африке, где рифтовая система непосредственно переходит в область образования океанической коры бассейна Красного моря и Аденского залива.

а. Глубинная структура. Глубинная структура континентальных рифтов, изученная с помощью сейсмического зондирования, в настоящее время хорошо известна. Континентальные рифты различных регионов обладают сходной глубинной структурой:

1. Континентальные рифты характеризуются слабой, но весьма постоянной сейсмической активностью. Очаги землетрясений расположены в приповерхностном слое (10—40 км, редко более глубоко). Изучение механизма землетрясений показало, что сейсмические толчки всегда связаны с региональным растяжением, вызывающим образование нормальных сбросов. Тем не менее амплитуда перемещений бортов рифта очень невелика (максимум 1—5 км), а скорости перемещений не превышают долей миллиметра в год. Осевая зона континентального рифта не может рассматриваться как граница литосферных плит.

2. Континентальная кора утоняется при приближении к оси рифта за счет поднятия поверхности Мохо. Так, например, в южной части Рейнского грабена, где мощность только третичных отложений достигает 3 км, поверхность Мохо приподнята на 5 км, а общее утонение коры, следовательно, составляет около 8 км. В зоне Лиманьского грабена (Франция) поверхность Мохо находится на глубине 24 км от поверхности земли, а мощность третичных отложений здесь около 2 км. Средняя же мощность земной коры Центрально-Французского массива составляет 30 км.

3. Скорости прохождения сейсмических волн через вещество верхней мантии в осевых зонах континентальных рифтов нередко аномально низки (порядка 7,6—7,4 км/с), что может быть объяснено локальными повышениями температуры или наличием магматических интрузий. Но так бывает не всегда, и скорости продольных волн в верхней мантии, расположенной, например, под Рейнским грабеном, имеют нормальные значения (8,1 км/с).

4. И наконец, зоны тектонических грабенов характеризуются отрицательными относительными аномалиями Буге, значения которых достигают нескольких десятков миллигал (в Рейнском грабене 30 мгал). Геологический смысл этих аномалий, по-видимому, заключается в том, что осадки, заполняющие грабен, остаются изостатически уравновешен-

ными благодаря поднятию поверхности Мохо в осевой зоне рифта.

б. Вулканизм. Растяжение, возникающее в области континентальных рифтов, сопровождается активной вулканической и плутонической деятельностью. Наиболее наглядна связь магматизма с растяжением в упоминавшейся ранее впадине Афар, но и в пределах Франции это явление отчетливо выражено: знаменитые вулканы Оверни расположены в зоне Лиманьского грабена. Равным образом и Рейнский грабен характеризуется мощным вулканизмом (массивы Фогельсберг и Кайзерштуль).

Петрологическое и геохимическое изучение вулканических пород определенно указывает на то, что область зарождения магмы расположена ниже корового слоя. Эволюция исходно базальтовой магмы объясняется процессами частичного плавления и фракционирования вещества верхней мантии (главным образом в зонах «аномальной» мантии) и фракционной кристаллизацией. Именно в результате последней часто возникают существенно щелочные породы, формирующие непрерывную серию от базальтов (в начальную стадию) до риолитов. Таким образом, континентальные рифты представляют собой участки земной коры, обогащенные интрузивными и излившимися породами мантийного происхождения. Общая плотность кристалльных образований может вследствие этого оказаться несколько повышенной, что неизбежно повлечет за собой прогибание, вызванное нарушением изостатического равновесия. Интрузивные тела создают наблюдаемые на поверхности Земли магнитные аномалии, которые сохраняются в период всего геологического развития рифта и обнаруживаются на пассивных континентальных окраинах.

в. Сеть разломов и образование грабенов. Тектонические грабены, которые образуются в центральной части континентальных рифтов, ограничены системой нормальных сбросов (рис. 2.3). Структурный рисунок, образованный разло-

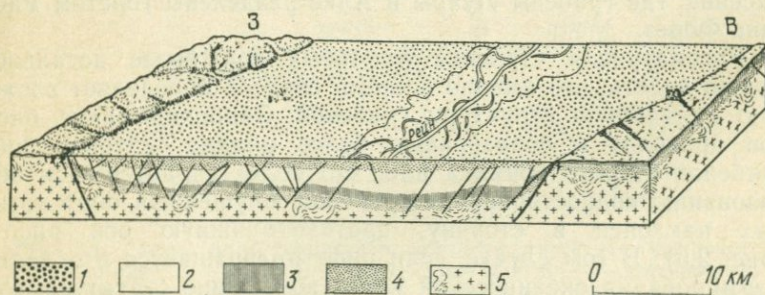


Рис. 2.3. Строение Рейнского грабена севернее города Карлсруэ. 1 — неоген и плейстоцен, 2 — палеоген; 3 — средний и верхний триас и юра; 4 — пермь и нижний триас; 5 — герцинское основание [81].

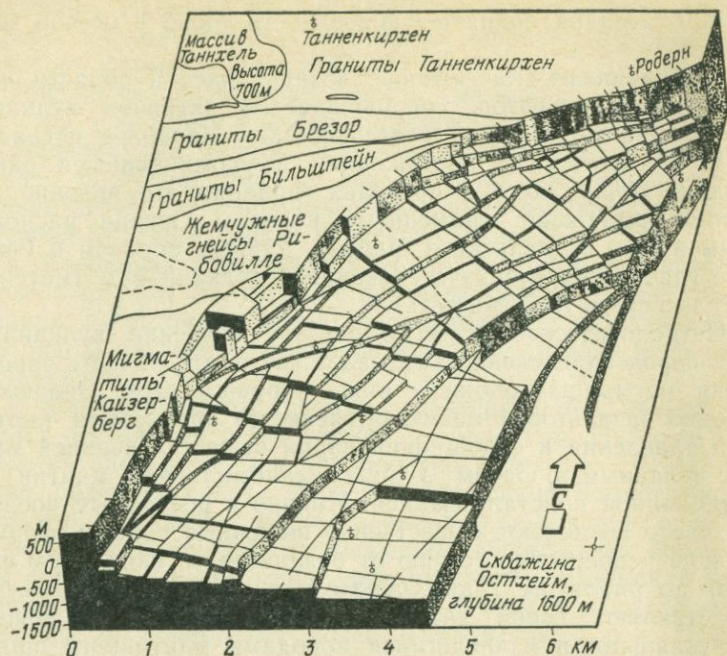


Рис. 2.4. Блок-диаграмма, иллюстрирующая сеть разломов района города Рибовилле (Верхний Рейн). За нулевую поверхность принята подошва вогезских песчаников [78].

мами, достаточно сложен (рис. 2.4). Разломы, ориентированные параллельно оси грабена, имеют большие, чем у поперечных разломов, амплитуды смещения. Вдоль продольных нарушений происходят опускание и запрокидывание блоков, что приводит к образованию ступенчатой структуры. Часто грабен разделен центральным горстом на две ветви, как это наблюдается, например, в области Центрально-Французского массива, где грабены Луары и Алие разделены горстом массива Форез.

Рассматривая строение рифтовых зон более детально, можно видеть, что именно система сбросов определяет сложную клавишную структуру грабенов. Запрокидывание блоков приводит к образованию более мелких тектонических грабенов второго порядка или, что более характерно, к образованию «односторонних» грабенов, опущенный борт которых наклонен в сторону, противоположную оси рифта (рис. 2.5). В том случае, если рифт превращается в область формирования океанической коры, возникшие структуры будут принадлежать двум противоположным континентальным окраинам. Совершенно очевидно, что эти структуры, столь хорошо знакомые геологам, изучающим континентальные

окраины, сформировались на начальной стадии развития океана — на стадии континентального рифта.

г. **Интерпретация.** Континентальные рифты — это участки растяжения земной коры. В области развития нормальных

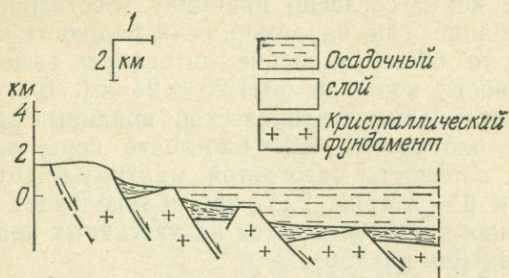


Рис. 2.5. Запрокидывание блоков кристаллического фундамента при образовании континентального рифта.

сбросов, т. е. в зоне, расположенной между двумя бортами рифта, утонение коры весьма существенно (на несколько километров). В то же время в этих зонах возрастают значения теплового потока. Впрочем, эти два явления между собой тесно связаны (рис. 2.6).

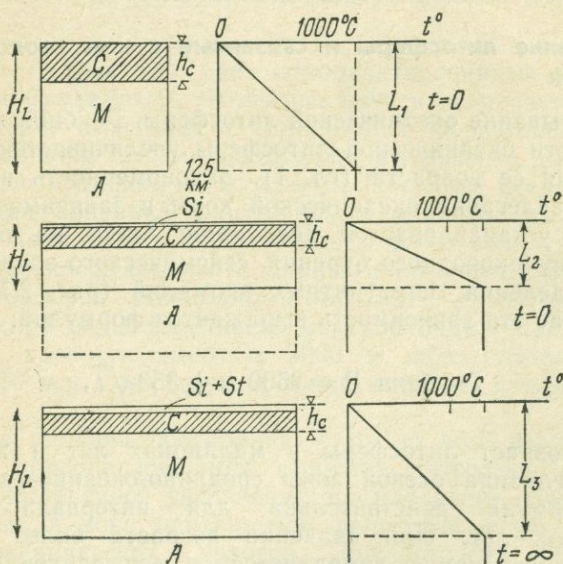


Рис. 2.6. Схема, иллюстрирующая механизм изменения мощности литосферного слоя. С — кора; М — литосферная мантия; А — астеносфера; Si — начальное опускание; St — опускание, связанное с тепловыми процессами; в момент $t = 0$ участок литосферы, находящийся в состоянии термического равновесия, подвергается растяжению (β принят равным 2) и мощность литосферного слоя становится L_1/β . Через время $t = \infty$ термическое равновесие снова восстановится [90].

Утонение литосферы (до этого термически уравновешенной и имеющей толщину около 125 км; см. гл. 1, разд. 3, а) сопровождается подъемом разогретой астеносферы (Т порядка 1350°C) и усилением теплового потока.

Утонение коры, согласно принципу изостазии, влечет за собой прогибание. Так, например, если мощность коры 30 км, а $\beta = 1,25$, то общее утонение литосферы вызовет сокращение мощности коры до $30/1,25 = 24$ км. В этом случае расчетное прогибание тектонической впадины, заполняемой осадками с плотностью 2,2 (плотность коры принимается равной 2,8, плотность разогретой мантии — 3,15), составит 2,2 км. Если $\beta = 2$ (рис. 2.6), прогибание будет более значительным, как это наблюдается на пассивных континентальных окраинах (см. разд. 6).

Первая (начальная) фаза прогибания протекает весьма стремительно. Прогибание захватывает только центральную часть рифта, ограниченную сбросами. Вторая фаза начинается в тот момент, когда литосфера вновь обретает свою первоначальную толщину и охлаждается до состояния термического равновесия (рис. 2.6). В эту вторую стадию происходит так называемое *термическое погружение* (см. разд. 2 и 3).

2. Остывание литосферы и связанные с ним геологические явления

а. Остывание океанической литосферы. Глубина залегания поверхности океанической литосферы увеличивается по мере увеличения ее возраста (гл. 1). Закономерность изменения глубины залегания океанической коры в зависимости от ее возраста устанавливается достаточно четко на основании данных глубоководного бурения, сейсмического зондирования и распределения геомагнитных аномалий (рис. 2.7). В общем случае эта зависимость выражается формулой:

$$\text{Глубина } P = 2500 \text{ м} + 350\sqrt{t},$$

где t — возраст литосферы в миллионах лет и 2500 м — средняя глубина осевой зоны срединно-океанических хребтов. Формула действительна для интервала времени 0—70 млн. лет. При значении возраста более 70 млн. лет темп опускания замедляется, и его значения асимптотически приближаются к значениям максимальных глубин (6400 м). Из этого следует, что за 80 млн. лет дно океана должно опуститься приблизительно на 3000 м. Можно решить также обратную задачу и, зная значения глубин, вычислить с определенной степенью точности возраст коры.

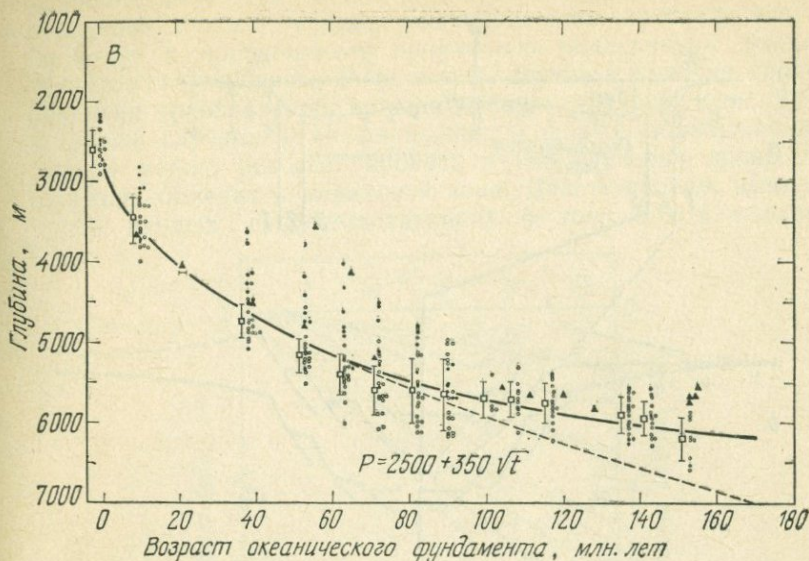


Рис. 2.7. Глубина залегания океанического фундамента как функция времени. Кривая построена при условии, что осадочный чехол отсутствует, в связи с чем введена соответствующая поправка на изостазию [96].

Кривая на рис. 2.7 дает откорректированные значения положения фундамента. Чтобы исключить из расчетов изменения глубин, связанные с локальными вариациями мощности осадочного чехла, положение фундамента вычислено при условии, что слой 1 отсутствует. При этом введена соответствующая поправка, учитывающая действие изостатических сил. Но для того чтобы расчеты были полностью корректны и согласовывались с данными об увеличении плотности литосферы, необходимо учитывать и значительную нагрузку слоя воды (плотность морской воды — $1,05 \text{ г/см}^3$). При этом разность высот в 3000 м, образовавшаяся за период в 80 млн. лет, должна сократиться по крайней мере на 2000 м.

Главная причина прогибания — это, по всей вероятности, остывание новообразованного вещества литосферы, которое вызывает постепенное увеличение его плотности. Измерения, проведенные в зоне центральной депрессии и на гребнях срединно-океанических хребтов, показывают аномально высокие значения теплового потока. На флангах хребта, по мере того как возрастают глубина океанического дна и возраст коры, тепловой поток уменьшается. Изменение теплового потока происходит согласно формуле

$$\text{Тепловой поток} = \frac{11,3}{\sqrt{t}} \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с или е. т. п.},$$

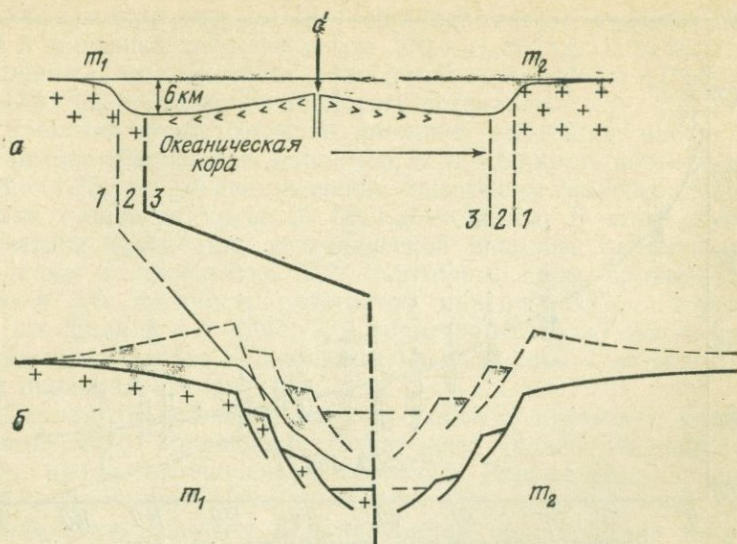


Рис. 2.8. Пассивная континентальная окраина и древний континентальный рифт. *а* — схематический профиль через океан, окаймленный пассивными окраинами m_1 и m_2 ; в пределах срединно-океанического хребта d происходит наращивание океанической коры; *б* — фрагмент рисунка *а*: пунктиром изображены структуры древнего континентального рифта, испытавшие опускание во время ослабления термальной активности. 1 — древний борт рифта; 2 — древний грабен; 3 — область, занятая вновь сформированной океанической корой.

где t — возраст литосферы в миллионах лет. В областях океанического дна, где возраст коры превышает 120 млн. лет, тепловой поток становится практически неизменным и равен 1,1 е. т. п. К нормальному тепловому потоку Земли добавляется, по-видимому, и дополнительное тепло, выделяемое при остывании новообразованной литосферы, которая только через многие десятки миллионов лет достигнет термического равновесия.

б. Остывание литосферы континентов. Континентальная литосфера существенно отличается от литосферы океанов (гл. 1), и законы, связывающие явление опускания океанического дна с изменением термического режима, в условиях континента должны применяться с большой осторожностью.

Охлаждение континентальной литосферы может происходить двумя разными способами. В первом случае охлаждение связано с прекращением активного развития рифта еще на начальных стадиях его существования (в этом случае говорят о «незрелом» рифте, поскольку процесс рифтогенеза не привел к возникновению океанической структуры). Второй вариант охлаждения континентальной литосферы предполагает формирование океанической структуры и постепенное

удаление бортовых частей рифта от области повышенного теплового потока (срединно-океанического хребта), что и приводит к постепенному понижению температуры блоков континентальной коры. Рифт в этом случае в процессе своего развития преобразуется в океаническую структуру (рис. 2.8). В обоих случаях темп опускания и форму образующихся впадин можно реконструировать путем изучения процессов осадконакопления в неритовой зоне. Действительно, имеется много данных, свидетельствующих о том, что в области

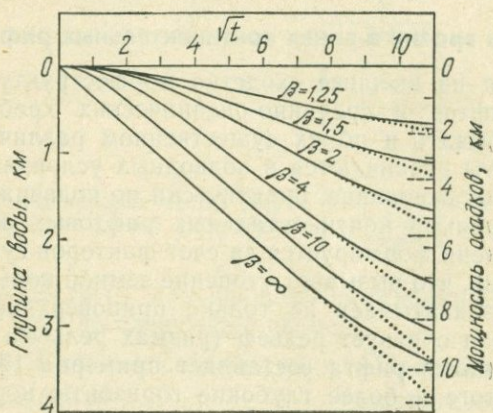


Рис. 2.9. Опускание континентальной литосферы, связанное с ее остыванием. t — возраст бассейна в миллионах лет, вычисленный с момента прекращения начального опускания; β — коэффициент растяжения литосферы. Слева — глубина бассейна при условии, что осадки отсутствуют. Справа — мощность осадков при полном заполнении бассейна [90].

шельфа уровень морского дна относительно устойчив (глубины колеблются в интервале 0—200 м) и что мощность осадочного слоя, образовавшегося за определенное время, отражает темп прогибания фундамента данного осадочного бассейна и в определенной мере степень уплотнения более древних осадков. Закономерности прогибания, связанного с остыванием континентальной литосферы, изучены на примере внутриконтинентальных осадочных бассейнов и континентальных плато, которые соответствуют прибортовым участкам древних рифтов. Изменение темпа прогибания во времени устанавливается по данным многочисленных разведочных буровых скважин, пробуренных в этих районах.

Наиболее существенным результатом проведенных исследований было выявление того факта, что в большинстве случаев (особенно в зонах континентальных платформ) прогибание литосферы континентальных блоков, вызванное остыванием горных масс, подчиняется тому же закону, что и опускание литосферы океанов, и выражается формулой $a + k\sqrt{t}$, где коэффициент k зависит от значения начального теплового

потока (значение теплового потока связано с коэффициентом скорости расширения океанического дна β) (рис. 2.9). Однако процессы охлаждения континентальной и океанической литосферы (значения β у последней более высокие) нельзя рассматривать отдельно, так как, несмотря на их существенно различное происхождение, на начальных этапах развития континентальных окраин и та и другая находятся в сходных термических условиях и их одновременное остывание вызывает опускание одинаковой амплитуды.

3. Процессы эрозии в зонах континентальных рифтов

Несмотря на внешнее сходство морфоструктур континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов, мы не должны забывать и об их существенном различии. Океанические хребты развиваются в подводных условиях, и породы, слагающие их основание, практически не подвержены эрозии, тогда как рельеф континентальных рифтовых зон в значительной степени формируется за счет факторов субаэрального выветривания, что вызывает утонение земной коры.

Эрозия захватывает не только приповерхностную часть коры, которая образует рельеф (размах рельефа в эпоху активного развития рифта составляет примерно 1500 м), но в конечном итоге и более глубокие горизонты корового слоя, так как абляция верхних горизонтов коры вызывает образование изостатического поднятия, которое в свою очередь подвергается размыву и разрушению. Ход процесса отвечает при этом следующей схеме:

Поднятие → Эрозия → Поднятие.
 (вызванное тепловыми процессами) (изостатическое)

Мощность корового слоя, уничтоженного эрозией в крайних зонах рифта, может быть подсчитана. Если принять, что рифт был активным в течение длительного времени, то эрозия должна привести к постепенному уничтожению рельефа и образованию пенеплена, близкого к уровню моря. Значение мощности эродированного таким образом слоя коры $x = x' + 1,5$ получим из уравнения (рис. 2.10)

$$(1,5 + x') 2,8 = x' \times 3,15 \rightarrow x = 13,5 \text{ км.} \quad (1)$$

Данное уравнение учитывает существование изостатического равновесия в начальный (b) и конечный (c) моменты. Значение плотности ($3,15 \text{ г/см}^3$), выбранное для пород верхней мантии, отвечает особому ее термическому состоянию под континентальными рифтами.

Предположение о полном нивелировании рельефа остается, конечно, только предположением. Но если учесть, что дли-

тельность развития континентальных рифтов очень велика (Рейнский грабен, например, возник в конце мелового периода), то возможность размыва 5-километрового слоя земной коры можно считать вполне реальной.

Теряя свою активность (или вследствие раннего затухания процесса рифтогенеза, или в результате преобразования рифта в пассивную окраину континента), рифтовая зона испытывает опускание под действием эффекта спада напряжений, и тотчас начинается заполнение рифта осадками, вес

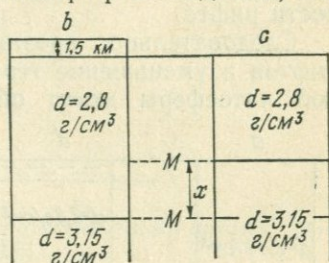


Рис. 2.10. Размыв краевых частей рифтовой зоны (при длительной активности рифта).

которых способствует дальнейшему прогибанию. Процесс в этом случае идет по следующей схеме:

Прогибание → Седиментация → Прогибание.
 (вызванное тепловыми процессами) (изостатическое)

Мощность y осадочного слоя, который образуется в результате действия описанного процесса, зависит от мощности коры x , уничтоженной в период активной стадии (рис. 2.11), и может быть вычислена по уравнениям:

$$2,2y + 3,3z = x \times 2,8, \quad (2)$$

$$y + z = x, \quad (3)$$

которые, как и предыдущие, учитывают существование изостатического равновесия в начальный (a) и конечный (d) моменты. Плотность пород основания коры — $2,8 \text{ г/см}^3$, плотность пород осадочного слоя — $2,2 \text{ г/см}^3$, плотность пород мантии ($3,3 \text{ г/см}^3$) принята при условии, что мантия приходит в состояние термического равновесия.

Если $x = 13,5 \text{ км}$ (это максимальная величина, которая может и не быть достигнута), то y (мощность осадочного слоя) = $6,1 \text{ км}$; если $x = 5 \text{ км}$ (что наиболее вероятно), то $y = 2,25 \text{ км}$.

Данные рассуждения (и оценки) верны не только для материковых плато, которые являются краевыми частями древних континентальных рифтов, но и для некоторых интракратонных бассейнов, которые наследуют недоразвившиеся рифты.

В первом случае (континентальные шельфы) осадочный чехол образует призму, мощность которой возрастает в сторону открытого моря, т. е. по направлению к областям наиболее интенсивной эрозии (древние пририфтовые хребты).

Во втором случае (интракратонные бассейны) мощность осадочного покрова возрастает по направлению к центру бассейна, где должен находиться рифтовый грабен, заполненный более древними отложениями и перекрытый осадками, накопившимися во время спада тектонической активности рифта.

Следовательно, эрозия бортовых зон континентальных рифтов и уменьшение термической активности континентальной литосферы могут объяснить опускание лишь порядка

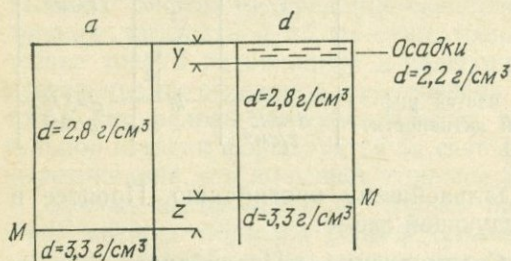


Рис. 2.11. Опускание в области гребневых частей и фланговых зон рифта, связанное с потерей рифтом активности («отмирание», или превращение в пассивную окраину).

2—3 км. Эти величины в целом сравнимы с величинами прогибания, которые устанавливаются в зонах растяжения тех же самых рифтов (в тектонических грабенах) и связаны с изменением теплового режима литосферы. Но развитие флангов рифтовых зон, в отличие от разделяющего их тектонического грабена, не сопровождалось изначально тектоническим прогибанием.

4. Вес осадков и эвстатические колебания уровня моря

а. Нагрузка, обусловленная весом накопившихся осадков, не является единственной причиной прогибания, но эта нагрузка способствует прогибанию: замещение слоя воды (плотность $1,05 \text{ г/см}^3$) слоем осадков (плотность $2,2 \text{ г/см}^3$) неизбежно приводит к региональному изостатическому выравниванию и проседанию кристаллического основания. Если из общей мощности осадочного слоя, расположенного на шельфе или на континентальном склоне, вычтеть 1 км мощности, то поверхность Мохо необходимо будет поднять на 0,5 км (остальные 500 м осадочного чехла будут компенсированы весом воды).

Избыточная нагрузка, приложенная к литосфере, вызывает — и это вполне логично (гл. 1, рис. 1.7) — зарождение депрессии, окаймленной поднятием с большим радиусом кривизны. Если нагрузка увеличивается, поднятие делается более отчетливым; оно растет по мере увеличения мощности

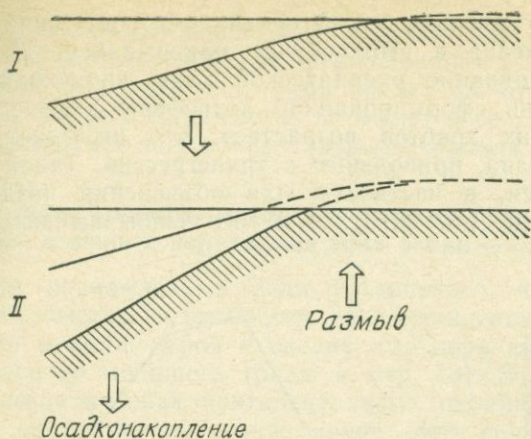


Рис. 2.12. Опускание и размыв в области континентального шельфа (использованы представления Слива и Снила [106]).

осадочного чехла. Краевые зоны бассейна оказываются в этом случае приподнятыми, тогда как его центральная часть, напротив, углубляется. В пределах океанов этот процесс не слишком выразителен, но на континентальном шельфе, где глубины незначительны, поднятие может вызвать отступление моря и привести к размыву осадочных серий, сформировавшихся ранее в прибортовых частях бассейна. Именно таким образом можно было бы объяснить появление на дневной поверхности нижних горизонтов осадочных серий на континентальных шельфах и в прилегающих к ним прибрежных осадочных бассейнах (рис. 2.12). По направлению к континентальному склону разрез становится все более полным, включая в себя серию осадков вплоть до современных. В направлении берега и особенно в зоне прибрежных равнин, которые являются продолжением шельфа (в настоящее время приподнятого над уровнем моря), появляются все более и более древние отложения, выведенные на поверхность благодаря размыву. Парадоксально: регрессия является следствием прогибания.

б. Все предшествующие рассуждения велись при условии постоянства уровня моря. Но прогибание может сопровождаться поднятием (перегрузка) или опусканием (разгрузка) уровня моря. Именно так обстояло дело в позднем кайнозое, когда часть воды Мирового океана вошла в состав ледниковых щитов. Изменение объема воды Мирового океана — это один из факторов, обуславливающих эвстатические колебания. Однако более существенным оказывается изменение емкости океанических бассейнов, связанное с изменением темпа наращивания океанической литосферы. Если процесс формирования океанической коры идет медленно, то обра-

зуются относительно узкий срединно-океанический хребет и емкость океана в этом случае максимальна. И напротив, если наращивание океанической коры происходит быстро, объем вновь сформированной литосферы в зоне срединно-океанических хребтов возрастает, что вызывает поднятие уровня океана, приводящее к трансгрессии. Такой механизм используется, в частности, для объяснения позднемеловой трансгрессии (рис. 2.13). Для того чтобы выявить величину

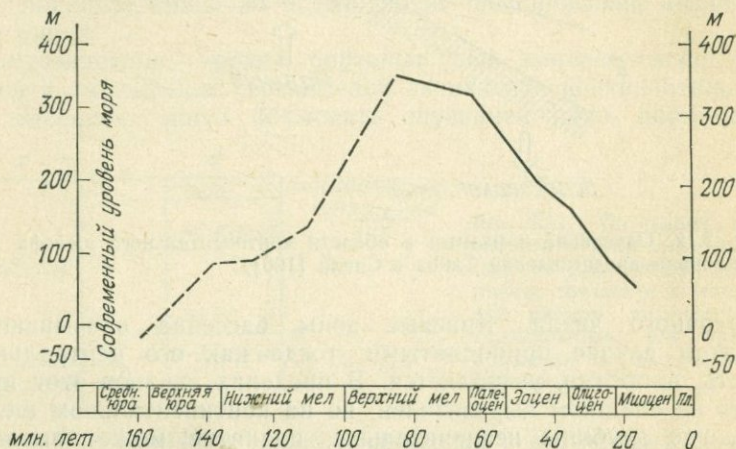


Рис. 2.13. Батиметрическая кривая эвстатических колебаний уровня моря в мезозое и кайнозое ([114, 98, 111], с упрощениями).

собственно «тектонического» прогибания (начального прогибания и прогибания, вызванного тепловыми процессами), необходимо ввести поправку на эвстатические колебания уровня океана.

5. Метаморфизм в глубинных зонах земной коры

Повышение теплового потока, наблюдаемое в зонах современных континентальных рифтов, обусловлено повышением температуры корового слоя, особенно его нижних горизонтов. Это явление может быть связано с процессами термического метаморфизма, которые приводят к повышению плотности метаморфизуемых пород, что в соответствии с законами изостазии вызывает прогибание земной коры.

Это предположение наталкивается тем не менее на значительные трудности при объяснении того факта, что породы основания континентальной коры уже в высокой степени метаморфизованы задолго до начала рифтогенеза. То повышение температуры, которое наблюдается в рифтовых зонах континентов, не может привести к сколько-нибудь значительным метаморфическим преобразованиям. Возможно, что в глубинных зонах земной коры возникают локально (или

даже в региональном масштабе) участки, где происходят определенные метаморфические превращения, и в этом случае данный процесс наряду с другими влияет на интенсивность прогибания. Но сам этот процесс не может обеспечить прогибание, наблюдаемое на континентальных окраинах.

6. Выклинивание гранитно-метаморфического слоя пассивных окраин и переходная зона океан — континент

Методом преломленных волн установлено, что поверхность Мохо быстро воздымается по направлению от континента с его мощной корой к океану, где кора имеет значительно меньшую мощность (разд. в, стр. 18). Этот переход осуществляется в зонах континентальных окраин, и свойственное им медленное опускание может быть связано с изостатическими процессами, действующими в условиях утонения корового слоя. Следовательно, главную причину опускания надо искать в совокупности явлений и процессов, ответственных за формирование «коры переходного типа» в зоне сочленения океана и континента.

а. Проблема областей спокойного магнитного поля. Природа коры «переходного типа» точно не выяснена. Самое большее, что можно в настоящее время сделать, — это высказать несколько гипотез, которые впоследствии будут или подтверждены, или опровергнуты данными глубоководного бурения.

Для коры всех без исключения океанов характерно наличие полосовых магнитных аномалий (интенсивность 200—600 γ), которые являются изохронными (гл. 1). Однако при приближении к пассивным континентальным окраинам появляются участки более спокойного магнитного поля. Эти области имеют ширину от 100 до 400 км, и значения магнитных аномалий (если они наблюдаются) составляют в среднем 40—100 γ (рис. 2.14). Эти зоны названы «зонами слабых магнитных аномалий» или «зонами спокойного магнитного поля».

Зоны спокойного магнитного поля весьма интригуют геофизиков. Впервые они были выявлены у западного побережья Северной Атлантики, а затем обнаружены в Южной Атлантике, Норвежском море (момент открытия которого соответствует 60 млн. лет) и в Красном море, где первые порции океанической коры соответствуют 5 млн. лет. Первое объяснение возникновения областей спокойного магнитного поля сводилось к предположению, что океаническая кора данного участка образовалась в период, когда направление магнитного поля Земли оставалось постоянным. Эта гипотеза не имеет, однако, универсального значения, поскольку в разных районах возраст океанической коры, обладающей таким полем, различен. Кроме того, наличие областей спокой-

ного магнитного поля в разных областях земного шара не позволяет сделать допущения, что поля этого типа свойственны участкам океанической коры, сформированной в приэкваториальной зоне, где эффект термоостаточной намагниченности кристаллических пород сильно ослаблен.

Были предложены и другие, имеющие более общее значение объяснения. Некоторые геофизики считают, что области спокойного магнитного поля—это участки океанической коры, которые после своего образования подверглись термальному метаморфизму, как бы стершему более раннюю магнитную «запись». Но при такой интерпретации трудно объяснить тот факт, что это явление свойственно только узким зонам океанического дна, что эти зоны расположены вблизи континентов и что они ограничены изохронными геомагнитными аномалиями с высокими значениями. Другие исследователи полагают, что зоны спокойного магнитного поля свидетельствуют о медленном расширении океанического дна, которое приводит к наложению друг на друга аномалий

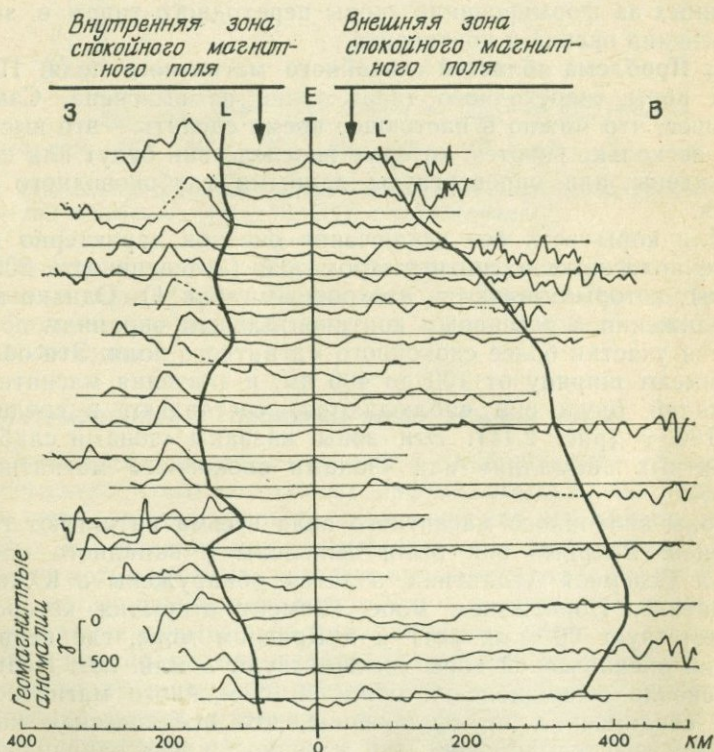


Рис. 2.14. Зона спокойного магнитного поля к востоку от Северо-Американского континента (широта Нью-Йорка). Профили проведены в направлении, поперечном аномалии Е. Интенсивные аномалии, выявленные в приконтинентальном блоке, объясняются внедрением магматических интрузий в период рифтогенеза [100].

различного знака и к «осреднению» значений. И наконец, области спокойного магнитного поля интерпретировались как участки сильно редуцированной континентальной коры. В этом случае речь могла бы идти о глубоко погруженных частях пассивных континентальных окраин, фундамент которых отличен от фундамента коры океанического типа.

Интересно, что области спокойного магнитного поля (по крайней мере в северо-западной Атлантике, где оно изучено наиболее тщательно) могут быть разделены на две части. На стороне, обращенной к континенту, аномалии слабые, на стороне, обращенной к открытому океану, напротив, выявляются четкие аномалии, которые являются в некотором роде переходными к сложному магнитному полю «истинных» океанических областей. Внутренняя и внешняя части разделены зоной своеобразной аномалии (около 100 γ), которую называют аномалией E (рис. 2.14). Такое деление области спокойного магнитного поля допускает различные объяснения, в частности можно предположить, что зона, расположенная ближе к континенту, соответствует участку континентальной коры, тогда как внешняя зона имеет океаническую природу. Данная интерпретация допускает постепенное утонение и выклинивание континентальной коры в направлении океана. Именно в этом и следует искать причину опускания континентальных окраин. Поверхностная эрозия прибортовых частей континентальных рифтов не может, как мы уже отметили (разд. 3, с. 42), привести к значительному уменьшению мощности коры (не более чем на 5 км). Предлагались, однако, и другие гипотезы.

б. Растяжение и выклинивание континентальной коры. Из вышесказанного (разд. 1, стр. 32) следует, что растяжение литосферы приводит к значительному утонению кристаллического фундамента под континентальными рифтами, которое сопровождается формированием системы конседиментационных сбросов. Вся совокупность известных фактов приводит к выводу, что растяжение связано с раздвижением краев рифта и началом формирования океанической коры. Тектоническое растяжение земной коры и есть главная причина зарождения коры «переходного» типа под континентальными окраинами. Коэффициент величины растяжения β (рис. 2.6) изменяется в различных осадочных бассейнах от 1,25 до 3 (Паннонский бассейн) и, вероятно, может достигать 4 у границы океан — континент. В этих окраинных зонах толщина континентальной коры сравнима с толщиной коры океанического типа (рис. 2.15).

В гл. 1 мы описывали литосферу как относительно гомогенную среду. В действительности же ее механические свойства с глубиной меняются. Верхняя часть литосферы (от 10 до 30 км в зависимости от возраста слагающих пород) достаточно жесткая и может без хрупкого разрушения выдер-

живать очень значительные нагрузки (давления порядка 1 кбар). Именно в этом слое хрупкие нарушения (разрывы) выражены наиболее четко, и именно здесь возникают очаги землетрясений. В более глубоких зонах вещество литосферы менее «жесткое», и здесь главную роль играют процессы пластического течения. В этой пластичной среде хрупкие разрывы затухают.

При растяжении утонение литосферы связано с действием различных процессов в зависимости от глубины и состояния вещества:

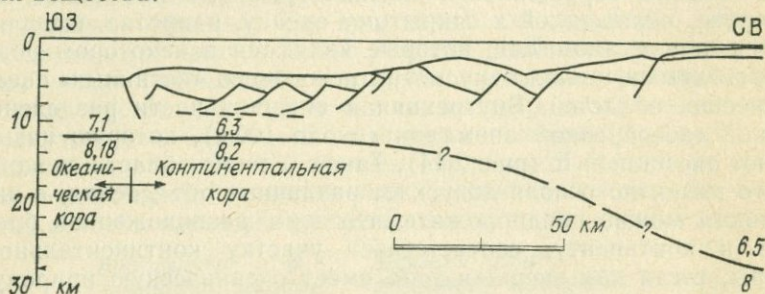


Рис. 2.15. Утонение континентальной коры под армориканской континентальной окраиной [93]. Прерывистая линия отделяет «пластичный» горизонт в основании коры (в пределах которого деформация осуществляется за счет течения горных масс) от вышележащего «жесткого» слоя (утонение которого связано с образованием листрических сбросов и запрокидыванием блоков кристаллического фундамента).

1. На глубине, большей чем 10—30 км, вещество литосферы (включая и нижние горизонты континентальной коры) подвергается пластическому растяжению.

2. В более верхних горизонтах растяжение вызывает образование криволинейных разрывов (так называемых «листрических сбросов») и запрокидывание блоков кристаллических пород фундамента (рис. 2.15—2.17). Ближе к поверхности эти разрывы представляют собой нормальные сбросы, ограничивающие рифтовую зону. Наклон их составляет около 60° . На глубине, как показывают сейсмические исследования, их наклон постепенно уменьшается и плоскости разрывов становятся субгоризонтальными.

Можно предположить (рис. 2.15), что листрические сбросы затухают еще в пределах континентальной коры, нижние горизонты которой утонены в результате пластического течения вещества, в том числе и в зоне контакта с корой океанического типа. Но другая модель (рис. 2.17) допускает проникновение разрывов до поверхности Мохо, где континентальная кора сильно редуцирована. В этом случае поворот блоков кристаллического основания приводит к появлению на поверхности Земли образований, которые слагают наиболее глубинные горизонты коры и представлены породами высоких ступеней метаморфизма (например, гранулитами и др.

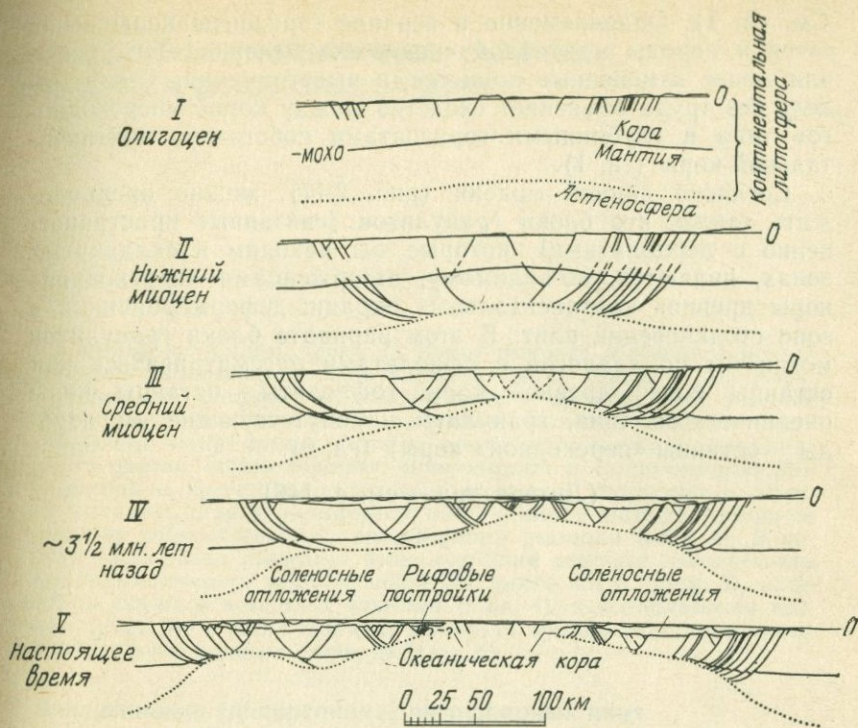


Рис. 2.16. Развитие структуры Красного моря. Показана роль литрических сбросов в процессе утонения континентальной коры [89].

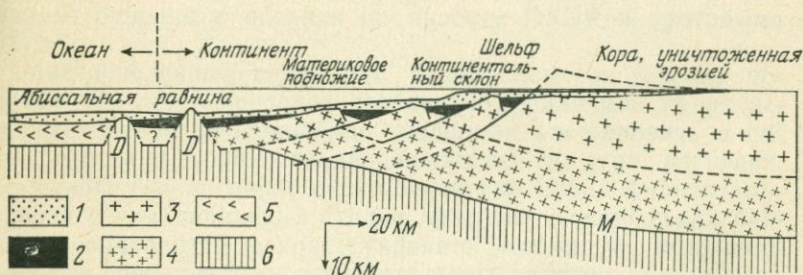


Рис. 2.17. Утонение континентальной коры у побережья Пиренейского полуострова [60]. Утонение вызвано тектоническим растяжением, которое приводит к формированию литрических сбросов, проникающих до основания утоненной коры. В зоне, переходной от континента к океану, кора, вероятно, сложена кристаллическими породами гранулитовой фации в ассоциации с серпентинизированными лерцолитами. 1 — осадки, образовавшиеся в пределах континентальной окраины после рифтогенеза; 2 — осадки, образовавшиеся во время рифтогенеза; 3 — континентальная кора (верхний слой); 4 — континентальная кора (нижний слой); 5 — океаническая кора (слой 2 и 3); 6 — верхняя мантия; D — серпентинитовый диапир; M — Мохо.

См. гл. 1). Одновременно в верхние горизонты коры выносятся и породы мантийной «подложки» (лерцолиты), более или менее измененные процессами выветривания. Такая модель без труда объясняет сходство между корой «переходного» типа и глубинными горизонтами собственно континентальной коры (гл. 1).

Согласно данной модели (рис. 2.17), можно предположить также, что блоки гранулитов (связанные пространственно с лерцолитами), которые мы находим в складчатых зонах, являются, по-видимому, отторженцами «переходной» коры древних континентальных окраин, деформированной в зоне столкновения плит. В этом варианте блоки гранулитов могли бы по аналогии с офиолитами рассматриваться как останцы более древней коры (офиолиты — останцы коры океанического типа, гранулиты и сопутствующие им породы — останцы «переходной» коры) (гл. 6).

(Литература — см. с. 149)

ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ. СТРУКТУРА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

В первой части главы (разд. 1) дается описание обобщенной модели структурной эволюции пассивных континентальных окраин и рассматривается развитие процессов осадконакопления в пределах этих участков земной коры. Модель основана на признании стадийного раскрытия океана. Выделены четыре стадии развития океанических структур: «континентального рифта», «красноморская», «микроокеана» и «атлантическая». Модель дополнена краткими сведениями о поперечных структурах и описанием пассивных окраин литосферных плит, развитие которых связано со сдвиговыми перемещениями по трансформным разломам (разд. 2). В последней части главы приведено более подробное описание геологического и геоморфологического развития континентального плато (разд. 3), материкового склона и подводных каньонов (разд. 4), континентального подножия (разд. 5), а также описание механизма преобразования пассивных континентальных окраин в активные (разд. 6).

1. Раздвижение (дивергенция) литосферных плит и модель геологического развития пассивных континентальных окраин

Положения, изложенные в данной главе, основаны главным образом на данных, полученных в результате глубоководного бурения в океанах по проекту DSDP в программе IPOD¹.

Многочисленные скважины, пробуренные в течение последних 10 лет в пределах пассивных окраин или на их непосредственном продолжении, позволили восстановить в общих чертах историю осадконакопления в этих регионах. Скважины тем не менее редко достигают пород фундамента, в связи с чем начальные стадии развития океанических бассейнов приходится реконструировать только на основании изучения современных континентальных рифтов.

В эволюции континентальных окраин, возникновение которых связано с процессами раздвижения литосферных блоков, могут быть выделены четыре стадии, соответствующие

¹ DSDP — Проект глубоководного бурения, научное руководство которым поручено ассоциации океанографических институтов — JOIDES (Объединенное океанографическое сообщество по изучению вещества земных недр). IPOD — Международный проект океанического бурения, возникший в результате присоединения к проекту JOIDES кроме США и других стран, в том числе Франции.

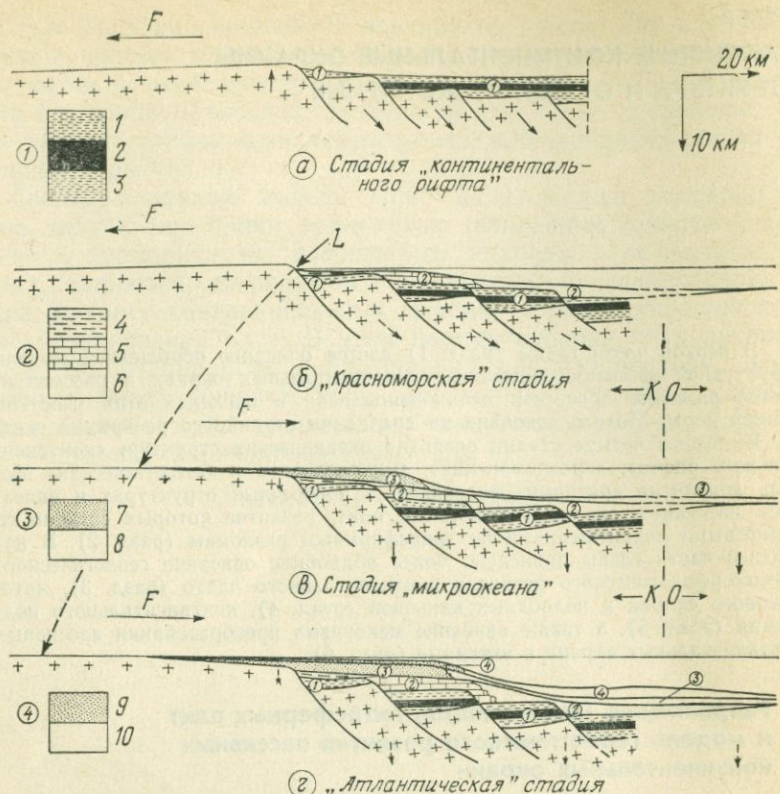


Рис. 3.1. Четыре главные стадии развития пассивных континентальных окраин (на примере европейской окраины Атлантического океана). 1 — вулканогенно-осадочные отложения; 2 — эвапориты; 3 — обломочные отложения; 4 — биокластиты; 5 — рифовые постройки; 6 — расшифровать не удалось [Перев.]; 7 — неритовые отложения проградационной призм; 8 — турбидиты и пелагические отложения; 9 — неритовые отложения проградационной призм; 10 — турбидиты, контуриты, пелагические отложения. К — континент; О — океан.

определенным этапам раскрытия океана: стадия «континентального рифта» (кратко описана в разд. 1 предыдущей главы), стадия «красноморская», стадия «микроокеана» (или внутреннего моря) и «атлантическая» стадия.

а. Стадия «континентального рифта» (рис. 3.1, а; см. также разд. 1, стр. 32). Эта стадия характеризуется прежде всего выносом продуктов разрушения рельефа за пределы тектонического грабена, что обусловлено морфологией рифтовой зоны. В пределах центрального грабена (или асимметричного грабена) формируются осадки континентальных (отложения флювиальных шлейфов, озерные образования), лагунных (эвапориты) и мелководных морских фаций. Осадки накапливаются в изолированных бассейнах, что облегчает захоро-

нение органического вещества и образование в ряде случаев *сапропелевых илов* и других отложений, могущих быть родоначальниками месторождений нефти и газа. Присутствие *лавовых покровов* и *пластов вулканогенно-осадочных пород* свидетельствует об активном проявлении вулканических процессов. Мощность отложений, накапливающихся в грабенах, может достигать многих километров (3 км в Эльзасской низменности, 5 км — в озере Байкал).

Центральный грабен нередко разделен на две ветви, как это наблюдается, например, в Восточной Африке или Центрально-Французском массиве. Если такой рифт превращается



Рис. 3.2. Расщепление континентального рифта и его превращение в пассивную континентальную окраину.

в океаническую структуру, то одна из ветвей «отмирает», тогда как вторая становится границей двух раздвигающихся плит. В этом случае континентальные окраины, соответствующие противоположным бортам вновь образованного океана, могут иметь различное строение: один борт, построенный более просто, образует структуру «полуграбена», второй имеет более сложное строение и включает также зону отмершего грабена, погребенную впоследствии под чехлом морских осадков (рис. 3.2).

б. «Красноморская» стадия (рис. 3.1, б). На этой стадии происходит разрыв континентальной литосферы, и между двумя вновь сформированными континентальными окраинами возникает узкая полоса океанической коры. Море проникает в осевую зону прогиба, но вследствие его узости и резко удлиненной формы сообщение этого бассейна с открытым океаном затруднено.

Продукты субаэральной эрозии и влага атмосферных осадков, как и в предыдущую стадию, выносятся в сторону континента, за пределы собственно рифтовой зоны. Так, например, не Красное море, а долина Нила служит базисом эрозии и главным водосборным бассейном для всей Северо-Восточной Африки.

На бортах расширяющегося морского бассейна начинается формирование шельфов. Возникновение шельфов в Красном

море в настоящее время во многом обусловлено жизнедеятельностью организмов с известковым скелетом, для которых мелководная среда шельфа наиболее благоприятна. У бровки шельфа коралловые рифы образуют своеобразные *карбонатные постройки* — барьеры, около которых накапливаются *биокластические карбонатные осадки*. Так, благодаря рифовым постройкам, рост которых компенсирует постепенное опускание субстрата, формируется континентальный склон. Локально в пределах склона возникают оползни и обвалы с образованием мутьевых потоков, переносящих карбонатный материал в более глубокие участки бассейна.

Для образования карбонатных пород и рифов в пределах молодого шельфа необходим теплый климат, подтверждением чему служит пример Красного моря, но такие климатические условия не обязательно свойственны начальным стадиям раскрытия других океанических бассейнов.

Поскольку бассейн на этой стадии достаточно узкий и его сообщение с открытым океаном затруднено, на глубинах более 1 км в понижениях рельефа образуются застойные воды. Восстановительная среда, которая здесь существует, способствует консервации органического вещества, выпадающего из биологически активного поверхностного слоя воды. В результате этого формируются *сапропелевые* и *черные илы*.

Если приток пресной воды не компенсирует испарения с поверхности моря, то содержание солей возрастает, и в отдельных случаях образуются насыщенные рассолы, заполняющие наиболее глубокие западины морского дна. Маловероятно, чтобы существование таких рассолов непосредственно приводило к выпадению эвапоритовых осадков. Но если связь с океаном временно прерывается, то в этих изолированных морских бассейнах в результате интенсивного выпаривания может начаться процесс отложения *эвапоритов*.

Вулканизм, свойственный континентальному обрамлению рифтовой зоны, и особенно образование в осевой зоне рифта новой океанической коры сопровождаются активной гидротермальной деятельностью, в результате которой осадки обогащаются *солями металлов*, обычно выпадающими в виде сульфидов. Таким образом могут возникнуть сульфидные месторождения, представляющие промышленный интерес.

Для «красноморской» стадии характерно и интенсивное опускание блоков континентальной коры. Из-за близости зоны океанической аккреции общее проседание континентальной коры едва намечается, но растяжение ее, начавшееся на предшествующей стадии, вероятно, продолжается. При этом происходит запрокидывание блоков фундамента, обусловленное их движением по изогнутым поверхностям сбросов, крутым в верхней части и выполаживающимся книзу (см. разд. 6, с. 49, рис. 2.15 и 2.17). Опускание блоков компенсируется ростом коралловых рифов (рис. 3.1, б), что при-

водит к возникновению асимметричных грабенов, которые тотчас же заполняются осадками (рис. 3.3).

На данном этапе развития пассивных окраин происходит формирование отложений, богатых *углеводородами*. Нефтематеринскими породами являются сапропелевые илы или, что более характерно, черные глины, обогащенные органическим веществом, тогда как карбонатные турбидиты, переслаивающиеся с глубоководными осадками, а также карбонатные отложения шельфовой зоны могут быть прекрасными

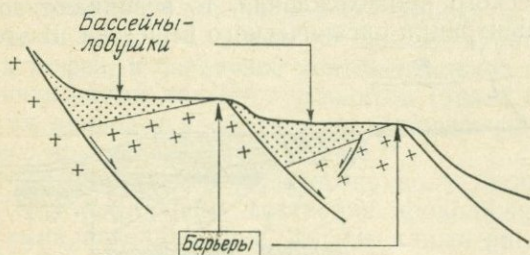


Рис. 3.3. Барьеры и бассейны-ловушки образуются в процессе развития континентальных окраин при запрокидывании блоков кристаллического фундамента.

коллекторами. Последующее опускание континентальных окраин приводит к захоронению отложений, которые подвергаются в этом случае действию давлений и температур, достаточных для преобразования содержащегося в них органического вещества в нефть и газ. Эвапориты же под действием веса вышележащих отложений приобретают тектоническую подвижность (процесс идет в течение всей жизни континентальных окраин) и формируют диапировые структуры, особенно благоприятные для возникновения месторождений нефти и газа.

в. Стадия «микроокеана» («внутреннего моря») (рис. 3,1, в и 3.4). Исчезновение морфологически выраженного барьера, образованного прибортовыми гребнями рифта,— событие, которое позволяет отделить данную стадию развития пассивных окраин от предшествующей; связано это событие с процессом общего опускания обширных участков земной коры. Зона континентальной окраины, по мере того как она отделяется от области аккреции океанической коры, охлаждается и проседает, и море захватывает фланговые зоны древнего рифта, которые на «красноморской» стадии были еще подняты.

Краевой барьер больше не является препятствием для проникновения обломочного материала в морской бассейн, и глубоководные впадины постепенно заполняются турбидитами, переслаивающимися с *гемипелагическими осадками*. Тем не менее море еще слишком узко для того, чтобы в его

пределах установилась нормальная океаническая циркуляция водных масс, и осадконакопление происходит в условиях относительно замкнутой среды. Частицы отлагающегося органического вещества еще консервируются в осадках, но их процентное содержание (из-за привноса больших объемов обломочного вещества) уменьшается, и потенциальная нефтеносность осадков становится более низкой, чем в осадках, формирующихся на «красноморской» стадии. Однако если обломочный материал сам по себе содержит в изобилии частицы органического происхождения, то возникают зоны повышенной концентрации органического вещества. В этом случае

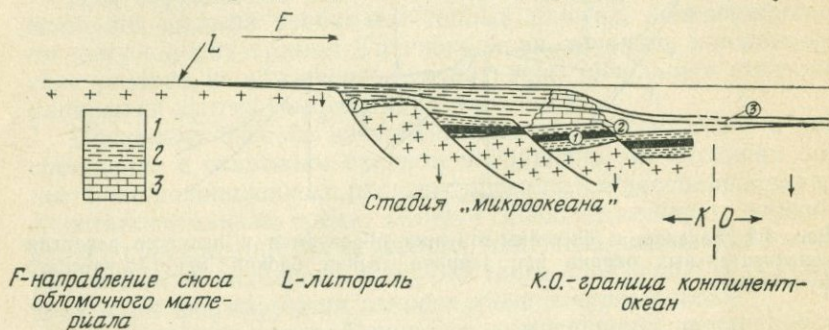


Рис. 3.4. Возникновение рифового барьера на внешнем краю шельфа (стадия «микроокеана», атлантическое побережье США). 1 — турбидиты и пелагические отложения; 2 — биокластиты; 3 — рифовый барьер.

также образуются «черные илы» (в действительности это «черные турбидиты»), происхождение и условия накопления которых существенно отличаются от условий образования сходных осадков предшествующей стадии.

Наступание моря на прибортовые части рифтовой зоны в начальный момент описываемой стадии сопровождается накоплением трансгрессивных серий и платформенных эвапоритов. Последние необходимо четко отделять от сходных образований предшествующей стадии: платформенные эвапориты накапливаются в более позднее, чем эвапориты глубоководных впадин, время и залегают в основании осадочного чехла континентальных плато.

В дальнейшем (после образования эвапоритов) формирование континентального склона осуществляется главным образом за счет процесса последовательного продвижения (проградации) склона в сторону открытого моря (разд. 6, стр. 65). По мере проседания края континента на стадиях «континентального рифта» и «красноморской» осадки неритовой зоны формируют призму, мощность которой увеличивается в сторону моря — сначала резко, а затем, когда погружение замедляется, изменение мощности происходит более плавно. В результате этого процесса образуется некое геоло-

гическое тело, сложенное осадочными породами; его возникновение обусловлено более значительным опусканием со стороны океана, чем со стороны континента.

Жизнедеятельность организмов, существование которых способствовало образованию карбонатных шельфовых отложений на «красноморской» стадии, в дальнейшем в значительной степени ослабевает (как это наблюдается, например, на Восточно-Атлантической окраине), что связано с привносом обломочного материала и возникновением неблагоприятной для развития этих организмов обстановки осадконакопления. Опускание в это время не компенсируется ростом коралловых рифов, и первичное континентальное плато, опускаясь, перекрывается толщей турбидитов (рис. 3.1, в). Такой тип развития приводит к обрушению внешней части шельфа и отступанию континентального склона.

На некоторых континентальных окраинах (атлантическая окраина США) коралловые постройки продолжают расти и на стадии «микроокеана» (рис. 3.4; см. также рис. 2.1). При этом образуется своеобразный барьер, в тылу которого накапливаются осадки значительной мощности¹.

Континентальный склон микроокеана — область разнообразных обстановок седиментации. В зависимости от района и глубины бассейна склон может служить:

1) *Областью транзитного переноса осадков* (мутевые потоки проходят по подводным каньонам прежде, чем переносимые ими массы обломочного материала будут вынесены в зону континентального подножия или область глубоководных равнин, разд. а, с. 70).

2) *«Проградационным фронтом»*, когда склон в результате отложения осадков продвигается в сторону открытого моря (разд. б, с. 65).

3) *Областью медленной пелагической седиментации* (при слабом привносе обломочного материала). В этом случае происходит образование хорошо известных геологам «конденсированных осадочных серий», в которых отложения мощностью всего несколько метров могут содержать микрофоссилии многих геологических эпох.

4) *Зоной размыва*, если наклон морского дна в процессе опускания увеличивается настолько, что осадки не могут удержаться на склоне.

На стадии «микроокеана» возникает дополнительная нагрузка, вызванная весом морской воды (углубление океани-

¹ Как показали исследования, проведенные на континентальных окраинах «американского» (рис. 3.4) и «европейского» (рис. 3.1) типа, осадочным сериям, сформированным в этих местах на стадиях «континентального рифта» и «красноморской», не свойственны высокие концентрации углеводородов. Продуктивные серии могли бы быть, вероятно, обнаружены при проходке скважин на современном шельфе или в глубоководных областях подножия континентального склона, но это связано с большими техническими трудностями.

теской впадины) и осадочных толщ. Эта нагрузка может привести к мобилизации ранее образовавшихся эвапоритовых толщ и формированию *диапировых структур*, захватывающих нижние части континентального подножия.

г. «Атлантическая» стадия (рис. 3.1, г). В процессе своего развития океанический бассейн расширяется и, наконец, достигает такой ширины, при которой различие в климатических условиях по одну и другую сторону океана становится ощутимым. Поступление холодной воды из арктических районов вызывает циркуляцию вод, что существенно сказывается на условиях осадконакопления. Циркуляция приводит к проникновению на большие глубины холодной плотной богатой кислородом воды, что способствует окислению и разложению органического вещества. Придонные течения способны захватывать обломочный материал и переносить его на весьма значительные расстояния. В результате действия подводных течений некоторые участки морского дна подвергаются размыву или в течение длительного времени здесь не происходит отложения осадков. И напротив, темп осадконакопления резко возрастает в тех местах, где скорость течения уменьшается и принесенный течением обломочный материал сгружается на морское дно. Наибольшие мощности осадков образуются, как правило, у подножия континентального склона (рис. 3.1, г), где отлагаются не только *турбидиты*, но также и основная часть материала, принесенного придонными течениями (эти течения часто называют контурными). В этом случае формируются тонкослоистые отложения, называемые «контуритами»¹.

Опускание континентальной окраины, вызванное действием тепловых процессов, на этой последней стадии развития ослабевает, что приводит к определенным последствиям:

1. На шельфе, основание которого не испытывает больше существенного опускания, начинают отчетливо проявляться регрессии и трансгрессии, вызванные эвстатическими колебаниями уровня моря, что приводит к чередованию периодов субаэрального размыва и морского осадконакопления. Эвстатические колебания обусловлены различными причинами: или изменением климатических условий (гигантское оледенение в конце кайнозоя), или вариациями темпа расши-

¹ Контуриты — это тонкозернистые отложения (лютиты), в которых каждый слой сложен частицами одной какой-либо размерности, что связано с действием процесса сепарации обломочного материала во время его переноса глубинными течениями. В контуритах можно наблюдать нормальную и обратную градационную слоистость (эффект замедления или ускорения течений). Материал, слагающий контуриты, принесен в глубины океана мутьевыми потоками (поперечными к склону), а его разнос вдоль склона осуществлялся продольными контурными течениями. Контуриты наиболее характерны для подножия континентального склона.

рения океанического дна (интенсивное формирование океанической коры в осевой зоне срединно-океанических хребтов приводит к возникновению широкого валообразного поднятия, что вызывает наступание моря на окраинные части континентов; разд. 4, с. 44). Интенсивность проградации склона зависит от объема поступающего на него обломочного материала (разд. 3, с. 63). Материковый склон «насыщенных» окраин может стать областью осадконакопления, тогда как «ненасыщенные» окраины остаются районами, для которых свойственны небольшие мощности осадков и даже их размыв.

2. Наращивание континентального подножия связано в значительной степени с его положением в пределах океана. Так, например, в Атлантическом океане (на склоне Американского континента) контуриты более развиты, чем на склоне Европейского континента. Это связано с наличием мощных течений, идущих вдоль Северной Америки.

3. Процессы диапиризма продолжают развиваться и на «атлантической» стадии, и их развитие связано с нагрузкой, обусловленной весом осадков, накапливающихся у подножия континентального склона¹.

2. «Сдвиговые» окраины литосферных плит и поперечные структуры

Особенности развития пассивных окраин, описанные в предыдущем разделе, обусловлены поступательным раздвижением двух литосферных плит. Но существует и иная разновидность границ (также пассивных) между плитами. Эти границы возникают в результате сдвиговых перемещений по зонам трансформных разломов, что нередко приводит к совмещению вдоль этих разломов блоков с корой континентального и океанического типа (рис. 3.5, окраина 2). Этот второй тип пассивных окраин, наиболее показательным примером которого является северная часть Гвинейского залива, встречается гораздо реже, чем пассивные окраины, образование которых связано с раздвижением литосферы (рис. 3.5, окраина 1).

Наличие перехода от одного типа континентальных окраин к другому позволяет объяснить существование многочисленных поперечных структур, которые наблюдаются в пределах осадочных бассейнов этих окраин.

¹ Эвапориты, приуроченные обычно к нижним горизонтам осадочных серий, так же как горизонты других пластичных пород, облегчают расхождение осадочного чехла, его деформацию и гравитационное скольжение. В верхних частях склона описаны структуры, связанные с растяжением (асимметричные и нормальные грабены, заполняемые осадками по мере своего формирования). Но вот структуры, связанные со сжатием, которые по логике рассуждения должны были бы образовываться в нижних частях склона (на уровне континентального подножия), до сих пор определенно выявлены не были.

а. Прогибание пассивных континентальных окраин максимально в зоне расположения грабена древнего континентального рифта и уменьшается в направлении его бортов (гл. 2). Расположение областей опускания в окраинных зонах океанов в значительной степени определяется первоначальной геометрией разломных нарушений, образовавшихся до начала дрейфа континентальных блоков и зарождения

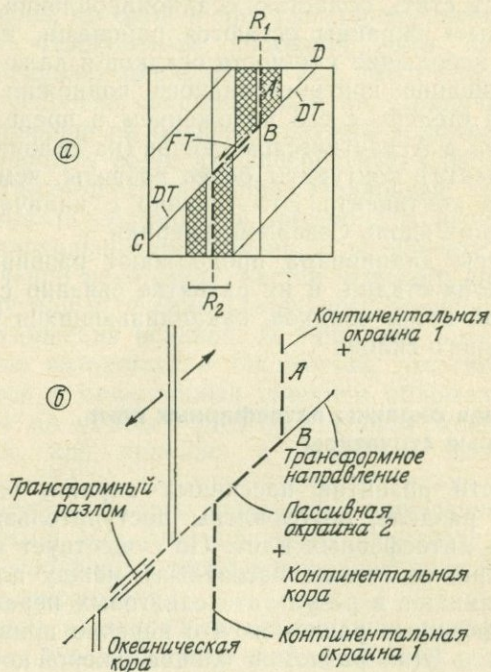


Рис. 3.5. Трансформные разломы и разломы трансформного направления (объяснения см. в тексте). DT — трансформное направление; R_1 — R_2 — первоначальный континентальный рифт; континентальная окраина 1: пассивная окраина, возникшая в процессе раздвижения литосферных плит; пассивная окраина 2: окраина, возникшая в результате сдвиговых перемещений вдоль трансформного разлома.

между ними океанического пространства. Так например, если трансформный разлом сечет рифтовую зону (рис. 3.5), то можно ожидать, что область наибольшего прогибания в пределах будущей границы плит будет соответствовать этому разлому.

б. Осевая линия образующегося континентального рифта и линии внутриконтинентальных трансформных разломов не являются случайными. Рифтовые структуры зарождаются обычно в условиях растяжения над ослабленными зонами земной коры, которым соответствуют ранее сформировавшиеся геологические структуры. На рис. 3.5,а континентальная

плита расчленена сетью древних разломов меридионального и северо-западного направления. Если растяжение действует в широтном направлении, то рифтовые зоны образуются вдоль меридиональных разрывов, тогда как древний разлом CD обновляется и превращается в трансформный разлом FT, по которому происходит смещение двух отрезков рифта (R_1 и R_2) (такую картину можно наблюдать в настоящее время в системе прирейнских грабен, в горах Юра, в районе грабен Бресс и Лимань).

в. Вне пределов рифтовых зон (R_1 и R_2) разлом CD не является трансформным разломом в собственном смысле слова, но он продолжает его в обе стороны и описывается обычно как «разлом трансформного направления» DT¹. Можно видеть, что сдвиговые перемещения по этому разлому могут и не происходить. Зоне этого разлома может соответствовать система нормальных сбросов. Во время стадии активного развития континентального рифта разлом отделяет воздымающийся блок А от остающегося неподвижным блока В (рис. 3.5, а). И напротив, в стадии отмирания рифта (рис. 3.5, б) этот же разлом отделяет стабильный блок В от опускающегося блока А.

Таким образом, развитие структуры и процессов осадконакопления пассивных континентальных окраин объясняется не только движением по системе нормальных сбросов, параллельных границе «океан — континент», т. е. параллельных оси древнего рифта, но также наличием поперечных разрывов, которые отделяют друг от друга блоки земной коры и седиментационные бассейны.

3. Шельфы пассивных окраин и их эволюция

Литоральная зона является в настоящее время приконтинентальной границей шельфа. Но граница эта существовала не всегда: многочисленные прибрежные равнины и прибрежные осадочные бассейны, которые еще совсем недавно были покрыты морем, по своей структуре и истории осадконакопления принадлежат континентальному плато, которое к ним непосредственно примыкает.

Внешняя (приокеаническая) граница континентального плато является границей и морфологической, и структурной одновременно и соответствует области перегиба склона (бровка шельфа, или schelf-break, согласно английским геологам). Внешняя бровка шельфа обычно расположена на глубинах порядка 180 м (100 морских саженей), но иногда

¹ Разлом трансформного направления не обязательно является точным продолжением трансформного разлома: в процессе движения плит полюс ротации одной плиты может быть смещен по отношению к полюсу другой, и это, естественно, вызовет изменение простирания активных участков трансформных разломов.

находится на меньшей (120—130 м на Средиземноморском шельфе) или большей (до 500 м) глубине.

Ширина материковой отмели может быть различной. Узкая вдоль гористых берегов (Приморские Французские Альпы), она становится широкой (до нескольких сот километров) вблизи низменных берегов. Средняя ширина шельфа составляет приблизительно 70—80 км. Различие в ширине шельфовой зоны отражает специфику развития континентальных окраин, о которой мы говорили в разд. 1 на с. 53. Молодым («красноморская» стадия) или вновь активизированным (т. е. захваченным неотектоническими движениями) континентальным окраинам обычно свойственны узкие шельфы, примыкающие к участкам суши с ярко выраженным рельефом. Широкие же континентальные плато, являющиеся подводным продолжением обширных прибрежных равнин, свидетельствуют обычно о более зрелой стадии развития континентальных окраин (стадии «микроокеана» или «атлантической»).

а. Осадки неритовой зоны. Континентальный шельф — это область активной жизнедеятельности различных организмов. Так как глубины на шельфе незначительны, солнечный свет, столь необходимый организмам, синтезирующим хлорофилл, способен пронизывать всю толщу воды. Прилегающая суша является источником нитратов и фосфатов, без которых невозможна биологическая активность. И наконец, подвижность водной среды обуславливает постоянное насыщение ее кислородом. Вот почему именно зона континентального шельфа наиболее благоприятна для накопления *биокластических* (биогенных, органогенных) отложений. Наиболее значительная роль в этом типе седиментации принадлежит *бентосным* организмам. Области незначительных глубин (от 0 до 50—100 м, в зависимости от подвижности воды) заняты обычно водорослями и организмами, живущими с ними в симбиозе (например, рифостроящие кораллы). На больших глубинах, вплоть до бровки шельфа, обитают моллюски, иглокожие, мшанки, брахиоподы и пр. В жарком и умеренном климате формируются главным образом *карбонатные* отложения (преимущественно известняки); в холодном климате вследствие смещения химического равновесия «нерастворимый карбонат — растворимый бикарбонат» образование известняков сокращается, и биогенные осадки становятся существенно *кремнистыми* (диатомиты).

Продукты процесса *реседиментации* образуются в результате *подводного размыва* и переотложения пород (включая, естественно, и рыхлые осадки), первоначально образовавшихся в условиях, отличных от тех, в которых они находятся в настоящее время. Размытые и переотложенные породы могут иметь различный возраст; они могут быть и более древними (например, карбонатные отложения шельфовой зоны), и бо-

лее молодыми (неконсолидированные осадки, образовавшиеся во время регрессии в четвертичном периоде и легко подвергающиеся размыву и переотложению). На шельфовых плато Северо-Атлантического побережья большие площади покрыты таким переотложенным материалом, что свидетельствует о холодном климате и об отступании моря в плейстоцене.

Для переотложенных осадков наиболее типичны толщи, которые образовались в начале трансгрессивного цикла в результате перемива континентальных формаций. К таким формациям относятся аллювиальные отложения, отложения перигляциальных шлейфов, морен, золотых дюн. Сформированные в период регрессии моря, они были вновь переработаны во время трансгрессии и сформировали толщи классических «базальных конгломератов», которыми почти повсеместно начинается осадочный цикл неритовой зоны.

Образование *обломочных* сложенных связано с деятельностью субаэральных факторов: прибрежного размыва, ветра, рек и т. д. Так образуются, например, глинистые толщи с большим или меньшим содержанием карбонатного вещества (мергели) или кварцевые пески. Конкретный состав и гранулометрия пород зависят от гидродинамического режима среды осадконакопления.

Аутигенные осадки (фосфориты, глауконит) отлагаются на глубинах, на которых возможно выпадение в осадок (частично или полностью) вещества, растворенного в воде.

Но каково бы ни было происхождение осадочных толщ, все эти разнородные образования чрезвычайно *подвижны*. Шельф — это область высокой гидродинамической энергии, где в зависимости от конкретной обстановки действуют или приливные течения, или течения, вызванные волнением, или, у бровки шельфа, внутренние волны, что обуславливает накопление главным образом *песчаных* осадков и гораздо реже — *глинистых*. Если материковая отмель не испытывает опускания (зрелая стадия развития континентальных окраин), то вновь образующиеся порции осадочного материала постепенно продвигаются по направлению к бровке континентального склона.

б. Проградационная модель (рис. 3.6). Термин «проградация» (наступление склона) предложен англосаксонскими авторами, которые выдвинули идею о последовательном продвижении материкового склона в сторону открытого моря благодаря накоплению осадков в его фронтальной части. Следуя предложенной модели, необходимо учитывать пять факторов, которые обуславливают это явление:

1. *Глубина N устойчивости неконсолидированного осадка LS* зависит от гранулометрии частиц и местных условий: интенсивности течений и волнения, формы и протяженности склона и пр. В принципе подвижность частиц зависит от

соотношения глубины H и глубины, на которой расположена бровка шельфа. Если глубина шельфа меньше H , то частицы подвижны и обладают способностью перемещаться в сторону океана, следуя наибольшему уклону морского дна. И наоборот, находясь на глубине, большей H , частицы остаются неподвижными, и осадочные толщи как бы надстраивают континентальный склон. В нашей модели (рис. 3.6) в целях упрощения H принята постоянной.

2. *Погружение шельфа.* Если прогибание поверхности шельфа незначительно или отсутствует, то материал не задерживается на шельфе, а выносится в область материкового склона и наращивает его. Образование слоев $S_1—S_3$ (рис. 3.6, а) вызывает продвижение шельфа в направлении открытого моря. Размер отлагающихся частиц G быстро убывает с глубиной.

Если же континентальное плато испытывает опускание, то оно компенсируется накоплением осадков, и глубина H остается постоянной (рис. 3.6, б). Наращивание склона идет в этом случае замедленным темпом, так как часть обломочного материала не достигает перегиба склона.

3. *Изменение уровня моря.* Как уже отмечалось, эвстатические колебания уровня моря оказывают существенное влияние на процессы осадконакопления. Понижение уровня моря может вызвать размыв ранее отложившихся осадков (рис. 3.6, в). Перемытый материал слоев $S_1—S_3$ будет перетлагаться и наращивать уступ континентального склона, что приведет к формированию мощного слоя R_1 .

Подъем уровня моря, напротив, вызовет образование мощного слоя осадков на шельфе, тогда как на склоне мощность осадочного слоя резко уменьшится (рис. 3.6, г).

Совершенно естественно, что эти два фактора (прогибание и эвстатические колебания уровня моря) могут проявляться одновременно. На схеме (рис. 3.6, д) ситуация, соответствующая профилю z , была усложнена вводом эвстатической регрессии (отложения серии R_2), которая следовала за периодом прогибания (слой S_4).

4. *Тектонические движения.* На рис. 3.6, е показан эффект, вызванный перекосом поверхности континентального плато: расположенная ближе к берегу приподнятая часть шельфа эродирована, тогда как на поверхности опущенного края формируется новая проградационная серия осадков. Дальнейшее увеличение крутизны склона сформированного слоями $S_1—S_3$, может вызвать оползание осадков, которое приведет к «омоложению» континентального склона.

Движения такого типа могут явиться результатом местной деформации окраинной зоны континента. Напомним (гл. 2), что прогибание, вызванное избыточной нагрузкой формирующегося на внешнем краю шельфа осадочного чехла (там, где образуется проградационная призма),

компенсируется поднятием и размывом внутреннего края континентального плато (рис. 2.12). Иными словами, проградационный процесс сам может вызвать перекося склона, изображенный на рис. 3.6, е.

5. *Привнос обломочного материала.* Размах явления проградации зависит и от объема материала, поступающего на шельф. Если прилегающие участки суши не поставляют на шельф значительных масс обломочного материала или если обломочный материал минует шельфовую зону и выносятся

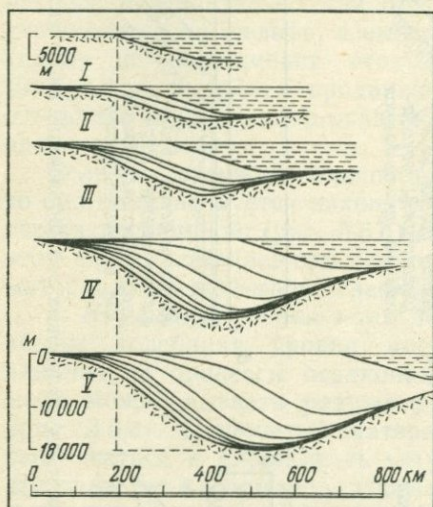


Рис. 3.7. Рост гигантской проградационной призмы на окраине континента [113].

к подножию континентального склона по подводным каньонам (разд. 4, с. 70), то процесс проградации склона идет или очень медленно, или прекращается совсем. Но в случае поступления значительных масс обломочного материала («насыщенные» континентальные окраины) проградационный процесс становится очень мощным. В этом случае материковая отмель постоянно наращивается и продвигается в сторону открытого океана в течение всего периода развития континентальной окраины (рис. 3.7), и внешняя часть проградационной призмы может при этом располагаться на коре переходного типа или даже прямо на океанической коре (как это можно, например, наблюдать в дельте Нигера). В соответствии с этим нужно различать явление проградации, характерное для верхних частей материкового склона (рис. 3.6), и процесс формирования гигантских проградационных призм (рис. 3.7), который обнаруживает значительное сходство с механизмом образования дельтовых конусов.

в. *Регрессии моря и их геологические следствия.* Поверхность шельфа, вышедшая из-под уровня моря, подвержена действию всех факторов субаэрального выветривания. Соответственно на шельфе устанавливаются и континентальные

условия осадконакопления. Погружаясь, область шельфа сохраняет следы предшествующей регрессии как в особенностях строения и состава осадочных отложений (реседиментация; разд. а, с. 64), так и в морфологии. Наиболее характерны следующие формы рельефа регрессивной стадии: *долины речных потоков*, заполненные аллювиальными и синхронными им осадками других типов, долины в ряде случаев отпрепарированы и образуют понижения в рельефе; *карст*, часто хорошо развитый, так как он формируется по широко распространенным карбонатным породам неритовых фаций; *ледниковые долины*; *краевые впадины*, отвечающие депрессиям, выработанным на границе фундамента и осадочного



Рис. 3.8. Литификация карбонатных отложений в зоне шельфа, вызванная отступанием моря. а — амплитуда понижения уровня моря.

чехла, глубина впадины может превышать 100—200 м; *прибрежные абразионные террасы*, выработанные на уровне стационарного стояния моря в четвертичное время; *останцы древнего рельефа*, перекрытые у подножия современными осадками и обнаженные в верхней своей части, и т. д.

Однако эти унаследованные от предшествующей стадии развития формы рельефа не нарушают сколько-нибудь существенно общей выровненности континентального плато. Средний угол наклона шельфовой платформы не превышает $0,07^\circ$, а заметные отклонения от средних значений достаточно редки. Этот весьма примечательный факт порой приводит к недостаточно корректному употреблению некоторых терминов и искажению реальной картины: так, незначительная впадина глубиной несколько десятков метров превращается в прогиб, а небольшой выступ — в банку или возвышенность.

Отступление моря и осушение шельфа вызывают ускоренную *литификацию* осадков. Карбонатные осадки, отложившиеся во время предшествующей трансгрессии (если они перед тем не были размывы и вынесены в область континентального склона; разд. б, с. 65), литифицируются в результате перераспределения вещества, вызванного вертикальной циркуляцией грунтовых вод. Таков, например, механизм образования плотного покрова хардграунда, который перекрывает толщу уплотненных, но еще не литифицированных осадков и нередко расположен косо по отношению к слоистости (рис. 3.8). Так как горизонты литифицированных пород поддаются эрозии в меньшей степени, чем подстилающие толщи неконсолидированных осадков, то при наступлении новой

трансгрессии край известнякового панциря образует на перегибе склона карниз.

Заканчивая описание шельфовых зон, заметим, что они могут быть подразделены на два типа: аккумулятивные и абразионные.

Образование *аккумулятивных шельфов* связано в значительной степени с процессами современного осадконакопления (рис. 3.6,б), и они характерны для молодых континентальных окраин, испытывающих опускание, и для континентальных окраин, активизированных в неотектонический этап (за исключением подводных дельт и шельфов, формирование которых связано с привносом избыточных масс осадочного материала).

Абразионные шельфы развиты в основном вдоль древних континентальных окраин, в пределах которых опускание почти или полностью прекратилось (рис. 3.6,а).

4. Континентальный склон пассивных окраин и его развитие

Угол наклона материкового склона меньше, чем это обычно принято думать, и в среднем равен $4^{\circ}17'$ (на периферии Тихого океана, где преобладают окраины активного типа, средний наклон дна на континентальном склоне — $5^{\circ}20'$; в области развивающихся пассивных окраин Атлантического океана — $3^{\circ}5'$; на молодых пассивных окраинах Средиземного моря — $3^{\circ}34'$)¹. Еще меньше угол наклона морского дна (в среднем $1^{\circ}20'$)¹ во фронтальной части дельтовых конусов больших рек (Нигер, Миссисипи, Нил), где фронт дельты является в то же время и фронтом проградационной призмы (рис. 3.7). По направлению к подошве склон выполаживается и приобретает вогнутый профиль. Переход от склона к материковому подножию осуществляется обычно на глубинах порядка 3000—4000 м, изредка несколько меньше.

а. Подводные каньоны. Материковый склон океанических окраин нередко прорезан подводными долинами — знаменитыми «каньонами», проблема происхождения которых в течение многих лет была одной из главных проблем морской геологии и геоморфологии. Термин «каньон» не должен вводить исследователя в заблуждение: некоторые структуры этого типа действительно имеют крутые стенки, но чаще все-таки речь идет о долинах с достаточно пологими бортами.

Подводные каньоны (наряду с уступами аваншельфа) — это основные морфоструктуры, нарушающие топографию материкового склона (разд. б, с. 77). Они являются или погруженными под уровень моря континентальными долинами или, что вероятнее, отражением процессов подводной эрозии.

¹ Измерения проводились на глубинах 180 и 1800 м.

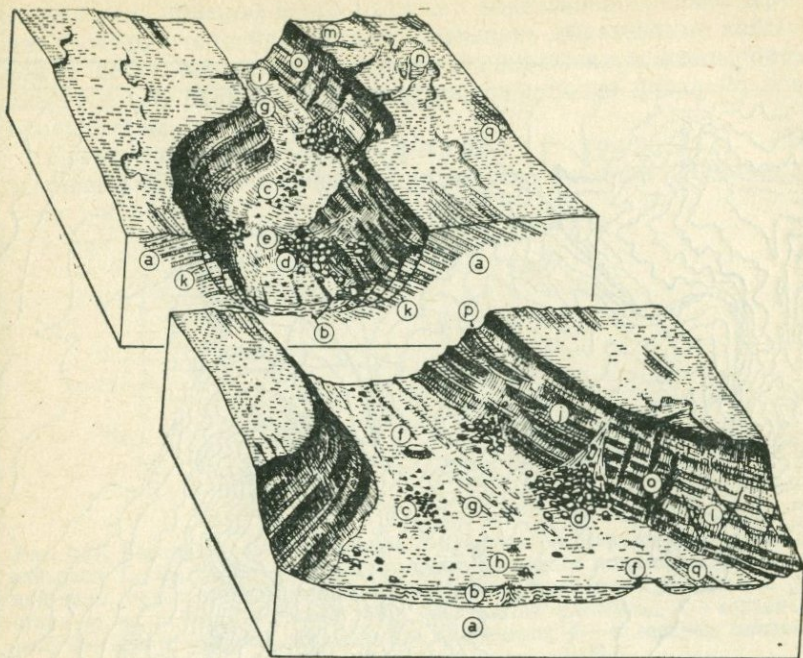
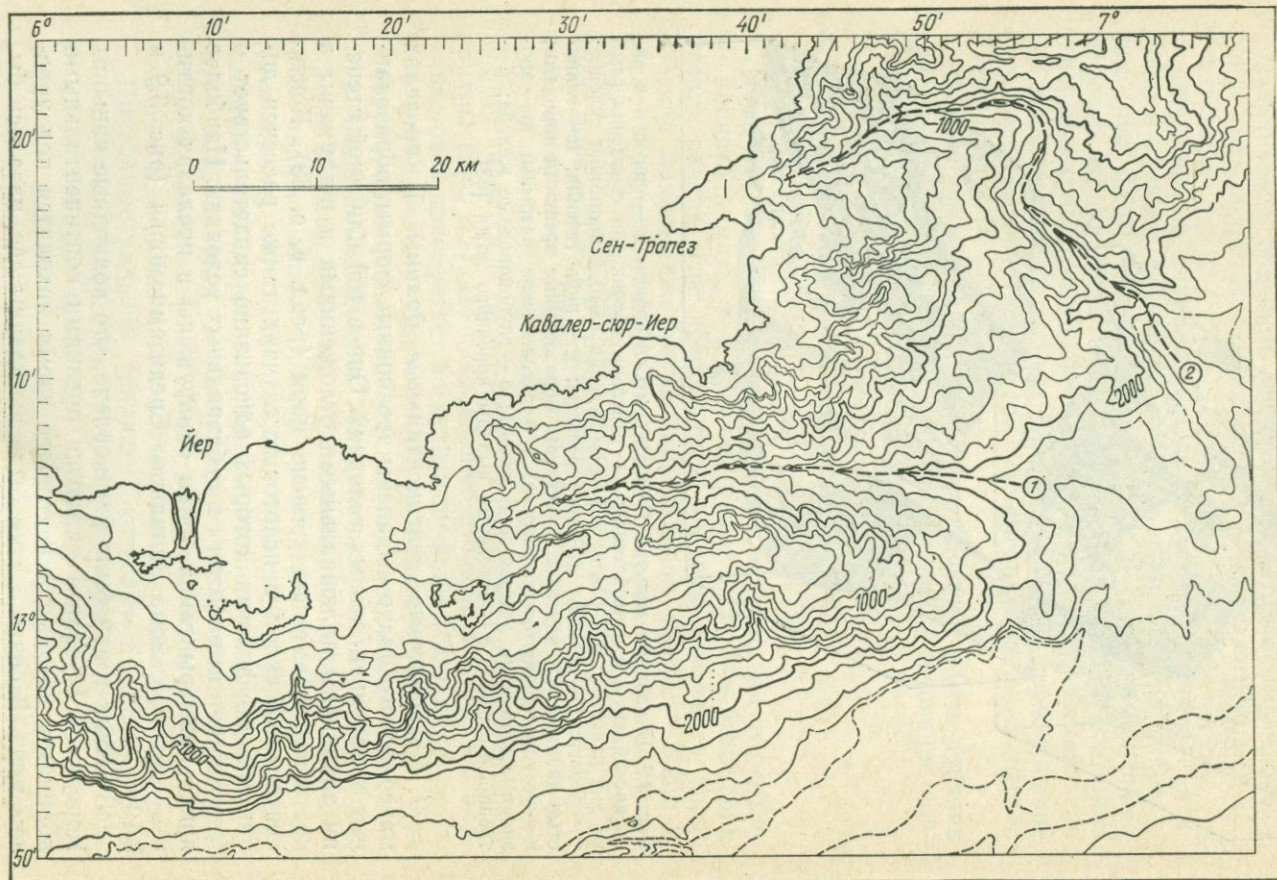


Рис. 3.9. Подводные каньоны Стёшадес и Сен-Тропез. а — олигоцен и аквитанский ярус; б — плейстоцен; с — отдельные блоки или скопления глыб на дне каньонов; д — осыпи и нагромождения глыб у подножия склонов; е — пороги; ф — останцы древнего рельефа; г — рябь течения; h — глинистые диапиры; и — каверны; j — уступы, образованные крепкими породами; k — уступы прибортовых сбросов; l — тектонические разрывы; m — эрозионные промоины, ущелья; n — желоба; o — глубоководные желоба; p — трещины отрыва; q — отдельные выходы коренного ложа [68].

1. *Погруженные континентальные долины.* В пределах материкового плато выявлены эрозионные формы, образованные в континентальных условиях. Они в той или иной степени заполнены аллювиальными отложениями и погружены в настоящее время под уровень моря (разд. в, с. 68). Континентальный склон в некоторых случаях также расчленен долинами, морфология которых однозначно свидетельствует о том, что они выработаны в субаэральных условиях. Наиболее яркие примеры таких долин обнаружены в пределах континентального склона Западного Средиземноморья (рис. 3.9 и 3.10).

В 1950-х годах было установлено, что подводные каньоны Корсики и Прованса являются древними континентальными долинами, которые в настоящее время находятся под уровнем моря. В связи с этим были высказаны две, казалось бы, взаимоисключающие гипотезы, объясняющие их происхождение. Одни геологи считают, что произошла гигантская



регрессия, которая вызвала полное осушение континентального склона, что привело к его размыву водными потоками. Другие исследователи предлагают связывать образование каньонов с постепенным тектоническим погружением континента вместе с его речной сетью. Рассмотрим более детально обе эти гипотезы.

Континентальная флексура (рис. 3.11). Из особенностей геологического строения районов Прованса,

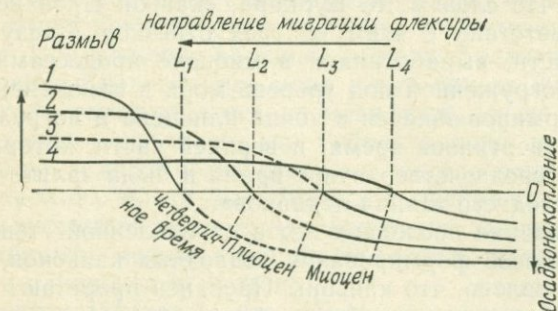


Рис. 3.11. Континентальная флексура и постепенное погружение подводных каньонов. L_1, L_2, L_3, L_4 — последовательное изменение положения литоральной зоны, обусловленное миграцией континентальной флексуры (схема составлена по работам Буркара [58]). Положение флексуры: 1 — современное; 2 — в четвертичном периоде; 3 — в плиоцене; 4 — в верхнем миоцене.

Приморских Альп и современного морского дна следует, что бассейн Западного Средиземноморья сравнительно молод: еще в конце эоцена, возможно даже в раннем олигоцене, на месте современной акватории существовал так называемый «Лигурийский континент». Бассейн, который отделяет в настоящее время Корсику от Прованса, раскрылся только в конце олигоцена — начале миоцена, что, естественно, привело к переориентировке направления движения водных потоков и, следовательно, к изменению направления сноса обломочного материала. На первом этапе (в позднем эоцене — раннем олигоцене) движение потоков и обломочного материала шло в разные стороны от центра Лигурийского континента, затем (с конца олигоцена до наших дней) по направлению к центру бассейна, образовавшегося на месте прежней суши.

Смена геотектонической обстановки не являлась следствием какой-либо «катастрофы»; а происходила достаточно постепенно. Для объяснения этого явления была предложена гипотеза «континентальной флексуры» (рис. 3.11), согласно которой постепенное поднятие на севере региона (в субаль-

Рис. 3.10. Морфология континентального склона Мавританского побережья Средиземного моря. 1 — каньон Стёшадес; 2 — каньон Сен-Тропез [70].

пийских цепях) сопровождалось прогибанием расположенных южнее прибрежных районов Прованса (аналогичная схема предлагалась и для окраины корсиканского континентального блока). Эти противоположные по знаку движения блоков земной коры привели к образованию флексуры, которая с течением времени меняла свое положение; в соответствии с этим мигрировала и зона литорали. Миграция флексуры обусловила постепенное осушение континента и рассекающих его долин. По словам Ж. Буркара, «каньон Прованса состоит в соответствии с этим из трех отрезков (снизу вверх): нижней части, выработанной в миоцене процессами водной эрозии и погруженной под уровень моря в плиоцене; средней части, сформировавшейся в конце плиоцена и погружившейся в среднечетвертичное время, и верхней части, которая образовалась в среднечетвертичное время и была залита морем в период последнего таяния ледников».

Исследования последних лет в определенной степени подтвердили способ формирования подводных каньонов, так как было установлено, что каньоны Прованса прорезают не только палеозойские и мезозойские толщи пород, но и отложения олигоценового возраста, и что некоторые подводные долины в своей наиболее глубоководной части заполнены осадками верхнего миоцена (мессинский ярус). В свете современных идей гипотеза «континентальной флексуры» может быть приложима и к толкованию истории развития пассивных континентальных окраин: воздымание «Лигурийского континента» в олигоцене соответствует стадии континентального рифта (сначала возникает поднятие, затем формируется тектонический грабен); миграцию флексуры в миоценовое время, отступление континентального склона и постепенное опускание блоков кристаллического фундамента, вероятно, можно отождествлять с «красноморской» стадией (разд. 6, с. 55).

Регрессия позднего миоцена. Сейсмические исследования методом отраженных волн и глубоководное бурение показали, что в пределах Средиземноморского бассейна отложения мессинского яруса содержат соленосные горизонты, глубина залегания которых на 4000 м ниже современного уровня моря. В то же время установлено, что эти соленосные отложения являются континентальными эвапоритами. А это заставляет предполагать, что Средиземноморский регион подвергся осушению примерно за 5 млн. лет до начала плиоцена. Если предположить, что бассейн в то время имел приблизительно такие же очертания, что и сейчас, то необходимо допустить и регрессию, так как только в этом случае континентальный склон мог бы подвергнуться сколько-нибудь значительному размыву. Каньоны, имеющие большой уклон и крутые борта, вероятно, сформировались в наземных условиях и впоследствии, в период плиоценовой трансгрессии, были затоплены морем.

Данная интерпретация влечет за собой не только признание гигантской регрессии, во время которой уровень моря должен был бы понизиться на несколько километров, но и наступившей затем такой же крупномасштабной трансгрессии. Но насколько реальны такие колебания?

Современный объем Средиземного моря около 4 240 000 км³. Из Атлантического океана в Альборанское море ежегодно поступает дополнительно примерно 1500 км³ воды, которая компенсирует испарение в Средиземноморском бассейне. Прекращение привноса воды из Атлантики вызвало бы осушение Средиземного моря менее чем за 3000 лет, что в масштабе геологического времени едва ли не мгновение. В то же время мы знаем, что Гибралтарский пролив неглубок (500 м), и даже незначительные тектонические подвижки в зоне пролива могли бы привести к прекращению сообщения Средиземного моря с Атлантическим океаном. Именно таким образом можно было бы объяснить мессинскую регрессию и плиоценовый «потоп».

Мне представляется, что обе высказанные гипотезы не противоречат одна другой. Действительно, в настоящее время твердо установлено существование субаэральной эрозии в области средиземноморских континентальных склонов в позднем миоцене. Но не менее вероятно и одновременное проявление колебательных движений на границе между поднимающимся континентом и опускающимся дном вновь формирующегося в средиземноморской области океана.

2. *Долины, выработанные подводной эрозией.* По мере развития региональных исследований стало появляться все больше доказательств того, что почти все подводные каньоны — это эрозионные долины, выработанные или вдоль зон крупных тектонических нарушений, или на их продолжении. Так, например, многочисленные глубокие каньоны Пиренейского побережья Атлантического океана (рис. 3.12) наследуют древние разрывы (сдвиги), обновленные на новейшем этапе (каньон Кап-Бретон на первый взгляд не подтверждает этого правила, но и он возник на продолжении фронтальной зоны Северо-Пиренейского надвига).

Разрушение и размыв горных пород (как в надводных, так и в подводных условиях) легче всего происходят в тех зонах, где этому благоприятствуют литологические или тектонические факторы.

Тектонические трещины и любые другие дизъюнктивные нарушения способствуют дезинтеграции горных пород, которые в зонах тектонических нарушений подвергаются размыву легче, чем на менее тектонизированных участках земной коры (*прямой структурный контроль*).

Каньоны легко образуются в толщах молодых неконсолидированных осадков или там, где обнажены древние толщи, состав и строение которых способствуют эффективному

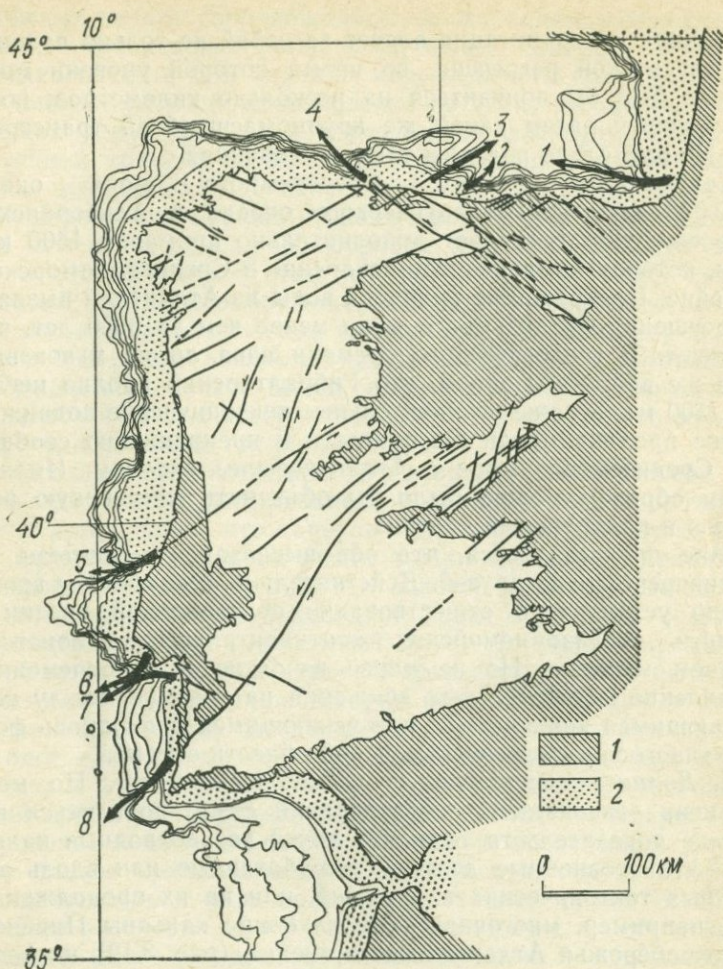


Рис. 3.12. Позднегерцинские сдвиги и сбросы Пиренейского полуострова [95] и расположение основных подводных каньонов [59]. Каньоны: 1 — Кап-Бретон; 2 — Льянес; 3 — Ластрес; 4 — Авилес; 5 — Назаре; 6 — Лиссабон; 7 — Сегубаль; 8 — Сан-Висенти. Условные обозначения: 1 — осадочный чехол древних массивов; 2 — шельф.

проявлению факторов эрозии. Формированию подводных долин могут способствовать и любые другие формы тектонических деформаций, если в результате на поверхность морского дна выводятся мягкие, легко подвергающиеся размыву толщи горных пород (*косвенный структурный контроль*).

Многие крупные подводные каньоны, которые известны в пределах развивающихся пассивных окраин, были, вероятно, выработаны в период наиболее интенсивного опускания этих окраин. Однако к ним неприменима гипотеза «континен-

тальной флексуры», так как эта гипотеза предполагает значительное опускание, которое осуществляется после процесса морфогенеза. Более того, если столь мощный регрессивный цикл можно представить для такого относительно узкого бассейна, каким является Средиземное море, то он совершенно неправдоподобен для широких океанических пространств, образующих единую мировую систему. А следовательно, образование каньонов древних пассивных окраин связано, скорее всего, с действием процессов *подводного размыва*. Размыв осуществляется при участии нескольких разнородных факторов:

1. Значительной эрозионной силой обладают, вероятно, *суспензионные потоки*. Об этом свидетельствует тот факт, что, проходя по подводным каньонам, суспензионные потоки приводят к разрыву уложенных на дне каньонов телефонных кабелей. И даже одно то, что подводные долины не заполняются осадками, показывает способность суспензионных потоков к размыву и переотложению неконсолидированного осадочного материала. Суспензионные потоки как бы «прочищают» каньоны, являющиеся, несомненно, основным путем, по которому осадочный материал, минуя склон, переносится в область континентального подножия.

2. Подвижки по «живым» тектоническим нарушениям, которые, как уже отмечалось, часто совпадают с зонами подводных каньонов, приводят к *повышенной сейсмичности*, что облегчает проявление процессов обрушения и размыва.

3. Многие другие факторы (зерновые лавины, грязевые потоки, медленное оползание осадочных масс и др.) также могут привести к выработке склонов подводных долин — были бы лишь породы, выходящие на поверхность морского дна, достаточно рыхлыми.

б. Подводные плато и барьеры. Наклон материкового склона пассивных окраин иногда делается более пологим, и в этих местах фиксируются субгоризонтальные площадки. Они обычно расположены в пределах материкового склона на глубинах от 500 до 4000 м и как бы нависают над материковым подножием и областью абиссальных равнин. Эти формы рельефа океанического дна называют *краевыми плато* (или «краевыми банками»).

1. Некоторые из этих морфоструктурных образований ответственствуют, вероятно, горстам или даже «микроконтинентам», сформировавшимся в процессе рифтогенеза. Приподнятые блоки, ограниченные тектоническими депрессиями, образуют очень выразительный рельеф (горы Форез, возвышающиеся между грабенами Алие и Луары), который может сохраниться в период опускания, так как оно идет синхронно и в области горста, и в области ограничивающих его депрессий. В процессе опускания на плато отлагаются сначала осадки неритовой зоны, которые впоследствии, когда поверхность

плато достигнет соответствующей глубины, перекрываются пелагическими и гемипелагическими образованиями.

Таким образом, некоторые подводные краевые плато возникают на стадии «континентального рифта».

2. Длительное прогибание в области континентальных окраин сопровождается непрерывными подвижками по системе сбросов. Эти движения наиболее ярко выражены на стадии континентального рифта и на «красноморской» стадии, но заметны и на стадии «микроокеана». Движение блоков фундамента осуществляется с большим или меньшим перекосом, что приводит к формированию структурного рельефа, в западинах которого начинается отложение осадков (рис. 3.3). Структурная пара «барьер» — «бассейн-ловушка» является вторым типом краевых плато. Эти морфоструктуры возникают всегда на более поздних этапах развития континентальных окраин, нежели краевые плато первого типа.

3. Термин «барьер», который мы только что упомянули, может быть применен для определения всех положительных форм рельефа, которые приводят к возникновению осадочных бассейнов-ловушек:

— один тип барьеров образован «барьерными рифтами», которые развиваются у кромки шельфа и «задерживают» осадки на пространстве континентального плато (рис. 3.4);

— другой тип представляет собой вулканические сооружения, чаще всего возникающие на начальном этапе развития континентальных окраин;

— своеобразный тип барьеров связан с соляной тектоникой. Эвапориты, первично залегающие в основании осадочного разреза, формируют диапировые структуры (с. 61). Диапиры в свою очередь могут образовать своеобразную «соляную стену», и возникающие при этом формы рельефа могут оказывать на процесс осадконакопления такое же влияние, которое оказывают вулканические гряды, т. е. «захватывать в ловушку» терригенный материал, поступающий с континента.

4. Некоторые пассивные окраины, не становясь активными в собственном смысле этого понятия, подвергаются определенной тектонической перестройке. В этом случае происходит омоложение древних структур и в результате могут возникнуть морфологически четко выраженные краевые плато (горсты) (например, Галицийская банка у северо-западного побережья Пиренейского полуострова).

5. Континентальное подножие пассивных окраин

Наклон морского дна континентального подножия, как правило, весьма мал и постоянен (от 1 до 0,1 %). Переход от материкового подножия к области абиссальных равнин осуществляется на глубинах порядка 5000 м без сколько-нибудь



Рис. 3.13. Глубоководная дельта Инда (северная часть Индийского океана). Континентальное подножие Индийского океана в этом районе имеет исключительно большие размеры. Масштаб 1 см = около 95 км [76].

заметного перегиба склона. Перед устьями больших рек (Ганг, Инд; рис. 3.13) континентальные подножия резко гипертрофированы и перекрывают значительные участки континентального склона¹.

Для этих геоморфологических провинций пассивных окраин (которые к тому же являются и самыми глубоководными

¹ Напомним, что в строении материкового подножия участвуют два вида осадочных образований: *турбидиты*, принесенные с континента по подводным каньонам, и *конгуриты*, которые образуются в результате переноса и отложения материала придонными течениями.

их участками) резкие изменения морфологии морского дна не характерны. Но все же могут быть выделены:

а) изолированные подводные горы, свидетельствующие о вулканической деятельности прсшлых эпох;

б) глубоководные конусы быноса (дельты), которые образуют раздувы мощности отложений, слагающих континентальное подножие, и обычно связаны с интенсивным выносом обломочного материала суспензионными потоками. Потоки движутся по тальвегам так называемых *всерных долин* (или «долин в форме гусиной лапы»), которые являются продолжением каньонов материкового склона, и приобретают все более разветвленную форму по мере увеличения глубины морского дна. Это явление связано с разветвлением желобов, по которым движутся суспензиснные потоки. Для таких желобов характерно наличие «краевых валов», возникающих при перехлестывании потока через борт основного канала.

6. Преобразование пассивных окраин в активные

На поздних этапах развития пассивных континентальных окраин океаническая литосфера, сформированная во время «красноморской» стадии, приходит в состояние термического равновесия. Разница между относительно высокой плотностью остывшей литосферы и плотностью вещества подстилающей ее астеносферы вызывает проникновение «стареей» океанической литосферы в астеносферный слой, в то время как континентальная литосфера, имеющая в совокупности меньшую, чем астеносфера, плотность, остается на поверхности.

В этих условиях в зоне перехода между двумя различными литосферными блоками теоретически может возникнуть их тектоническое наложение. Именно таким образом начинается, согласно некоторым гипотезам, процесс поддвигания (субдукции) океанической литосферы под континентальную. Субдукция может, по всей вероятности, привести к трансформации древней пассивной окраины в окраину активного типа. Основываясь на оценках изменения плотности вещества литосферы с течением времени, геофизики подсчитали, что такой процесс мог бы иметь место при возрасте пассивной окраины более 180—200 млн. лет. Таким образом можно было бы, вероятно, объяснить отсутствие на земле древних океанов (с возрастом коры большим, чем 200 млн. лет), хотя в пределах древних щитов известны породы с возрастом более 3 млрд. лет.

Преращение пассивной окраины в активную может тем не менее происходить и независимо от той стадии, на которой находится развитие океанической структуры. Древние границы плит, соответствующие разделу «океан — континент», — это ослабленные зоны литосферы, более или менее подвиж-

ные в период общего опускания области континентальных окраин (гл. 2 и 3). В условиях сжатия эта пограничная область может вновь обрести тектоническую подвижность и превратиться в зону надвигания относительно легкой континентальной литосферы на более плотную и тяжелую литосферу океанического типа. «Спровоцированный» таким образом процесс субдукции будет затем развиваться под действием собственного веса океанической литосферы.

Но какую бы модель мы ни предложили, можно видеть, что пассивные окраины, развитие которых определяется процессом *растяжения*, могут быть существенно переработаны в условиях *сжатия*, связанного с началом субдукции океанической литосферы, непосредственно примыкающей к пассивной окраине. Структурные растяжения (сбросы) трансформируются тогда в структурные сжатия (взбросы), а опускающиеся до этого момента блоки фундамента превращаются в систему тектонических чешуй и шарьяжей. Континентальная кора при этом утолщается, и начинается новый этап — этап формирования континентальной окраины активного типа.

(Литература — см. с. 150)

ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЯ

Первая часть главы (разд. 1) посвящена описанию главных структурных и морфологических элементов, возникающих в области конвергенции литосферных плит: валообразных поднятий на внешнем краю погружающихся плит; глубоководных океанических желобов; аккреционных призм и фронтальных прогибов; вулканических дуг, краевых морей и тыловых прогибов. Приводится краткое описание сейсмических и гравиметрических особенностей зон субдукции; это описание предшествует рассмотрению глубинной структуры континентальных окраин и активных островных дуг (разд. 2). Рассмотрены структурные явления в области тектонических аккреционных призм (разд. 3), вулканических дуг и тыловых прогибов (разд. 4). Последний, разд. 5 главы посвящен описанию поперечных структур окраин андского типа, наличие которых объясняется неоднородным строением погружающихся литосферных плит.

Процесс конвергенции литосферы приводит к вертикальному совмещению двух плит: одна, «надвигающаяся», остается на поверхности земли, другая, «погружающаяся», проникает в астеносферу. Границы между этими плитами соответствуют либо *континентальным окраинам активного типа* (если надвигающаяся плита несет на себе континентальную кору: окраины андского типа — Южная Америка, восточная часть Тихого океана), либо *активным островным дугам* (если литосферная плита окаймлена цепью островов и «краевых бассейнов» с океаническим субстратом: многочисленные примеры на севере и западе Тихого океана) (рис. 4.1). В обоих случаях *субдукцией* называют процесс «поддвигания» погружающейся плиты под плиту надвигающуюся.

Эта простая модель была создана геологами и сейсмологами, которые проанализировали время распространения и частоты сейсмических колебаний, проходящих под континентальными окраинами и активными островными дугами. Эти два параметра дают точную информацию о физическом состоянии той среды, через которую проходят сейсмические волны: волны S, имеющие относительно высокую частоту, проходят через вещество литосферы с большей скоростью, чем через вязкую астеносферу, которая вызывает «затухание» высокочастотных колебаний и пропускает только волны низкой частоты. Располагая глобальной сетью сейсмических станций, сейсмологи смогли реконструировать соотношение литосферных плит под континентальными окраинами и актив-

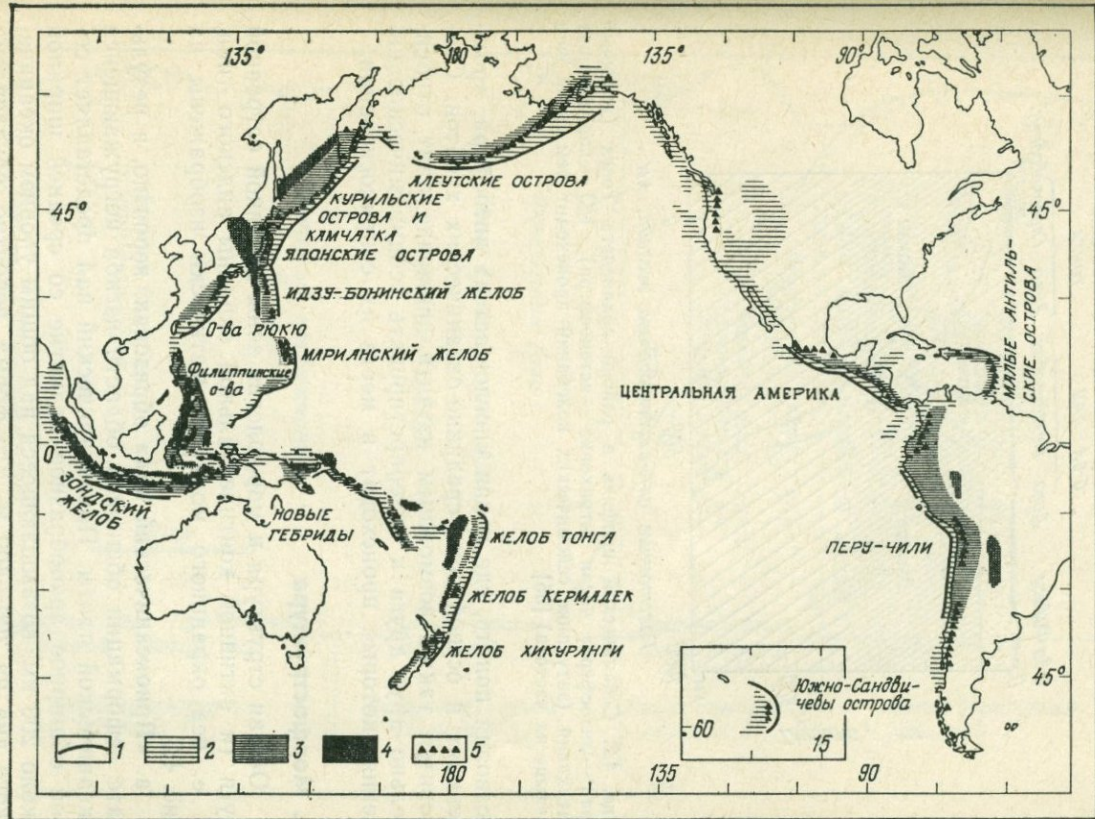


Рис. 4.1. Расположение активных континентальных окраин и островных дуг на поверхности земного шара. 1 — островные дуги; 2 — глубоководные желоба. Глубина очагов землетрясений (в км): 2 — 0—70; 3 — 70—300; 4 — 300—700. 5 — вулканические хребты.

ными островными дугами и показать, что в этих регионах литосфера способна более или менее глубоко проникать в астеносферу (рис. 4.2). Это открытие, несомненно, способствовало гигантскому прогрессу теории литосферных плит,

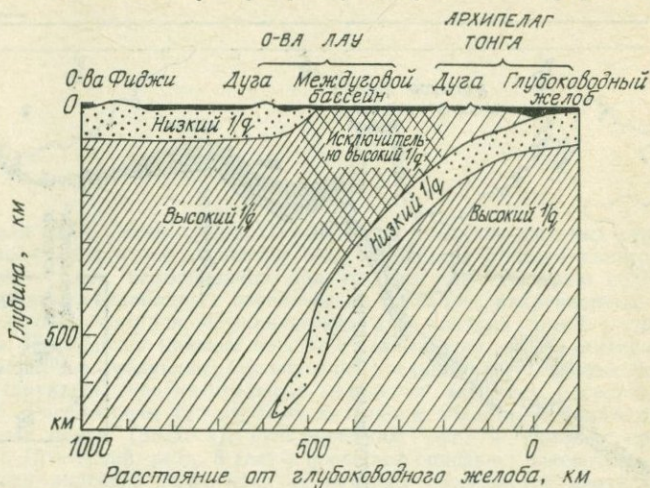


Рис. 4.2. Сейсмический профиль в районе архипелага Тонга (точечный крап — литосфера; косая штриховка — астеносфера), $1/Q$ — коэффициент затухания (затухание сейсмических колебаний происходит тем легче, чем меньше их частота) [55].

позволяя понять, где и как «поглощается» литосфера, «рожденная» в осевой зоне срединно-океанических хребтов. Становится также возможным изучить движение плит относительно друг друга и интерпретировать геодинамические явления, которые происходят в месте их соприкосновения.

1. Морфоструктура

Общая структура и морфология зоны активной островной дуги (и активной континентальной окраины андского типа, т. е. без окраинного моря) схематически изображены на рис. 4.3.

а. «Приокеанический вал» образован, вероятно, в результате деформации обширной области изгиба погружающейся океанической плиты. Приокеанический вал представляет собой обширное аркообразное поднятие со средней шириной около 200 км, возвышающееся над общим уровнем океанического дна на 200—400 м. Его форма, вероятно, обусловлена изгибом погружающейся плиты и нагрузкой, вызванной давлением надвигающейся плиты (рис. 4.4). Участки литосферы, расположенные на внешнем борту погружающейся плиты, подвержены растяжению, поверхностным проявлением которого является образование систем сбросов и тектонических

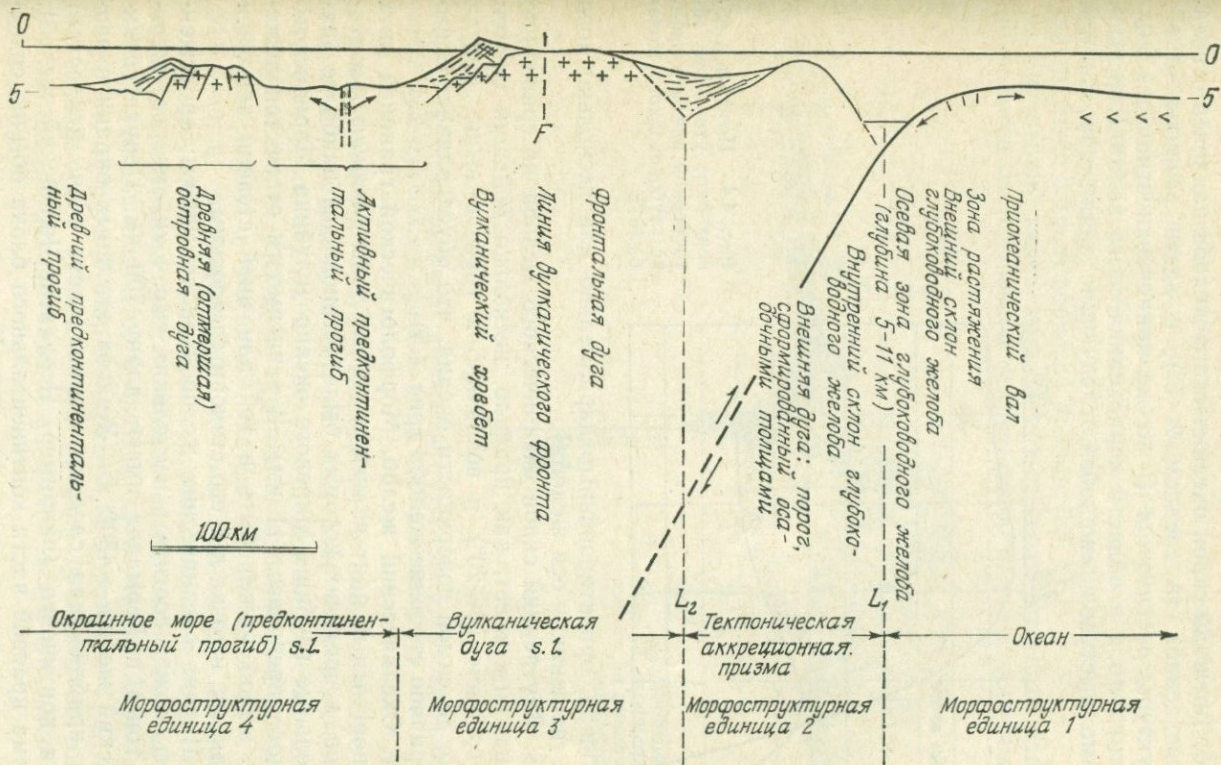


Рис. 4.3. Основные морфоструктурные элементы зоны островной дуги [84].

грабенов, разделенных горстами. Эти деформации связаны с проявлением приповерхностной сейсмичности. Локально наблюдается и незначительная вулканическая активность.

б. Внешний склон океанического желоба наклонен относительно слабо (в среднем $2-5^\circ$), и здесь развиты те же структуры *растяжения* (и та же приповерхностная сейсмичность), что и в области «приокеанического вала» (горсты в форме выступов, «желоба», следующие зонам сбросов или

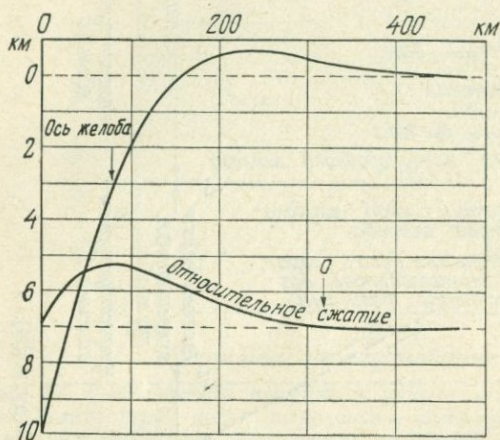


Рис. 4.4. Профиль поверхности утоненной литосферной плиты в районе глубоководного желоба [87].

грабенов, ориентированные параллельно или несколько косо по отношению к оси желоба).

в. Внутренний склон океанического желоба по сравнению с внешним имеет, как правило, несколько больший наклон (в среднем $10-20^\circ$) и воздымается гораздо выше, иногда даже до самой поверхности океана, что обуславливает асимметричное строение желоба (рис. 4.5).

г. Океанический желоб. Морфологической границей двух конвергентных плит являются осевые зоны *океанических желобов*, в пределах которых были установлены наиболее значительные глубины Мирового океана (глубина Марианского желоба превышает 11 км). В зависимости от местоположения желоб может быть в той или иной степени заполнен осадками, и тогда дно его становится плоским.

Ширина океанических желобов около 100 км; протяженность может достигать нескольких тысяч километров: желоба Тонга и Кермадек имеют длину 700 км, Перуанско-Чилийский желоб — 4500 км. Желоба активных окраин в первом приближении следуют форме (часто очень непростой) края континента (например, Перуанско-Чилийский желоб). Форма краевой части континентального блока обычно связана с древними этапами развития. И напротив, форма желобов, соседствующих с островными дугами, продиктована современными или недавними движениями литосферы: надвигающаяся плита всегда расположена с вогнутой стороны

дуги, образованной цепью островов и желобом, а поддвигающаяся плита расположена с выпуклой стороны дуги (рис. 1.14). Из этого следует, что границы двух конвергентных плит — дугообразные оси желобов — редко бывают перпендикулярны направлению движения плит относительно друг друга. На окончаниях дуги угол, образованный этим направлением и осевой линией желоба, может полностью исчезнуть (свестись к нулю). И тогда граница между плитами превратится в трансформный разлом (гл. 1).

Внутренний склон желоба может соответствовать одному из флангов *тектонической аккреционной призмы*, особенности

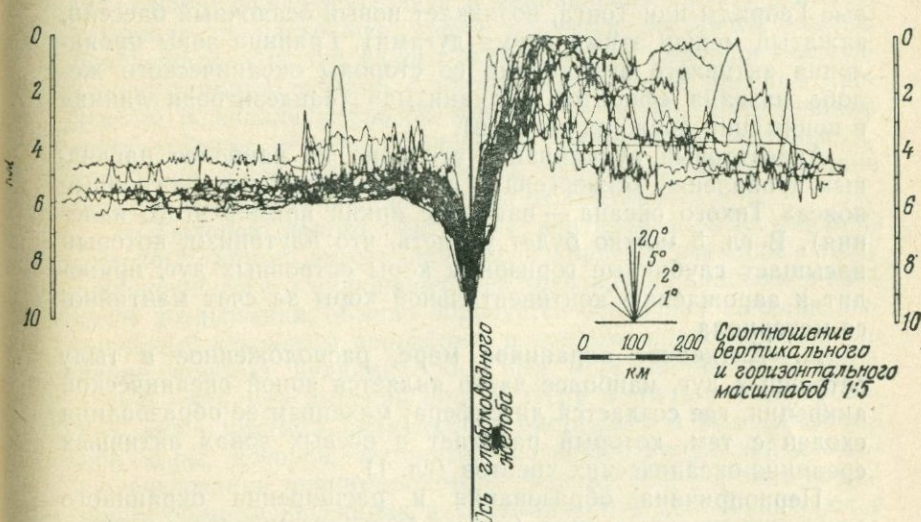


Рис. 4.5. Тридцать профилей, отражающих батиметрию глубоководных желобов, прилегающих к островным дугам Тихого океана [74].

строения которой будут рассмотрены детально в конце данной главы (разд. 3, с. 98). В этой зоне (так называемой «зоне субдукции») океанические отложения, залегающие на погружающейся плите, и турбидиты океанического желоба деформированы и являются частью надвигающейся плиты. Увеличение аккреционной призмы вызывает появление «внешнего поднятия», сложенного осадочными породами, которое в отдельных местах может выходить из-под уровня океана (остров Барбадос в системе дуги Малых Антильских островов, острова Тимор и Кефам в Индонезии и т. д.). Однако чаще рост аккреционной призмы проявляется только в изменении *крутизны склона* в верхней части внешнего борта желоба.

д. **Фронтальный прогиб.** Гребень, сложенный осадочными породами, может образовывать своеобразный барьер, позади которого формируется *фронтальный прогиб*. Последний за-

полняется главным образом турбидитами, идущими обычно со стороны вулканической дуги. Осадки не деформированы и не метаморфизованы, что резко отличает их от тектонизированных формаций аккреционной призмы, на которые они налагают с несогласием.

е. Вулканические дуги (внутренние островные дуги) состоят из *фронтальной дуги*, где проявления недавнего или современного вулканизма отсутствуют, и собственно *вулканической дуги*, где, напротив, наблюдаются действующие вулканы, более или менее многочисленные в зависимости от района (в некоторых дугах, как, например, в архипелаге Новые Гебриды или Тонга, возникает новый осадочный бассейн, зажатый между этими двумя дугами). Граница зоны проявления активного вулканизма со стороны океанического желоба названа «фронтом вулканизма» («андезитовая линия» в понимании прежних авторов).

Андезитовый вулканизм — это одно из наиболее наглядных проявлений конвергенции литосферных плит («огненные пояса» Тихого океана — наиболее яркий пример этого явления). В гл. 5 можно будет увидеть, что плутонизм, который насыщает глубинные горизонты коры островных дуг, приводит к зарождению континентальной коры за счет мантийного материала.

ж. «Активное» окраинное море, расположенное в тылу островных дуг, наиболее часто является зоной океанической аккреции, где создается литосфера; механизм ее образования сходен с тем, который работает в осевых зонах активных срединно-океанических хребтов (гл. 1).

Первопричина образования и расширения окраинного моря еще не совсем ясна (может быть, это связано с конвективными течениями в астеносфере?); тем не менее очевидно, что возникновение его обусловлено процессом субдукции. Взаимодействие между погружающейся плитой и островной дугой до некоторой степени связано с «дрейфом» островной дуги в направлении океана. И учитывая это, было бы логично проводить границу плиты по оси активного окраинного моря — там, где рождается океаническая литосфера.

з. Окраинное море sensu lato состоит из двух секторов: активного (который только что был кратко описан), прилегающего, как правило, к вулканической дуге, и пассивного или отмершего, где образование океанической коры прекратилось. Эти участки, впрочем, часто окаймлены цепочками подводных поднятий, по геологической природе аналогичных островным дугам, где, однако, в настоящее время не наблюдается проявлений вулканизма. Это «отмершие дуги».

Такое их расположение объяснимо при допущении, что раздвижение литосферы, которое происходит в активной зоне краевых морей, вызывает расщепление вулканической дуги на две части: приокеанская область сохраняет, по всей види-

мости, положение активной дуги; другая, более пассивная часть постепенно отходит от островной дуги, полностью охлаждается и опускается до тех пор, пока не займет то место, где в настоящее время мы ее видим в пределах окраинного моря. Если ось активного раздвижения имеет тенденцию к миграции в направлении вулканической дуги, описанный процесс теоретически может повторяться неоднократно.

Зарождение окраинного моря в тылу вулканической дуги, входящей в структуру активной окраины, должно повлечь за собой дрейф этой, возникающей обычно на древнем континентальном фундаменте дуги в направлении океана. Япония, например, в настоящее время является составной частью пояса островных дуг Тихого океана. Но ее сложная геологическая история связана с проявлением более древних процессов. В начале кайнозоя Япония, вероятно, представляла собой единое целое с Азиатским континентом, и только в третичное время сформировалось окраинное море, которое отделяет теперь Японские острова от континента.

и. Тыловой прогиб. Активные континентальные окраины андского типа не имеют окраинных морей. И все-таки в тылу передовой дуги и вулканического хребта, находящихся в процессе воздымания, обычно образуется осадочный бассейн, называемый «тыловым прогибом», в котором происходит накопление мощных вулканических или вулканогенно-осадочных серий, например андский прогиб Перу и Чили¹. Формирование этого прогиба объясняется растяжением континентальной коры, которое, вероятно, соответствует ранней стадии существования окраинного моря. Тем не менее в зоне сочленения области опускания и вулканической дуги возникают в отдельных местах деформации сжатия, иногда в форме настоящих шарьяжей с надвиганием вулканических хребтов в сторону континента (разд. в, с. 105).

2. Глубинное строение

а. Сейсмичность. Зоны, в которых проявляются землетрясения, образуют два пояса (рис. 1.10): первый совпадает с границей раздвигающихся плит и представлен исключительно мелкофокусными землетрясениями (от 0 до 30 км от поверхности коры). Второй, где выделяется более трех четвертей всей сейсмической энергии Земли, включает в себя как *приповерхностные* землетрясения (0—100 км), так и *проме-*

¹ Тыловой прогиб Анд и Чили является прерывистым, и его различные отрезки расположены «шелонированно» и ориентированы косо по отношению к океаническому прогибу. Таким образом, каждый частный бассейн включает в себя со стороны, открытой к океану, район, где осадки подвергаются сильному влиянию океанических условий, тогда как в другой, приконтинентальной части, которую называют «тупиковой», осадки существенно континентальные.

жуточные и глубокофокусные (100—700 км). Они тесно связаны с зонами конвергенции плит (окраинами андского типа или активными вулканическими дугами).

В большинстве случаев очаги расположены: а) в литосферном слое надвигающейся плиты, а именно в пределах тектонической аккреционной призмы и непосредственно под вулканической дугой; б) в зоне соприкосновения двух плит; в) в верхнем слое погружающейся плиты, начиная от глубоководного желоба и до глубины максимум 700 км. Геометрическое место второго (б) и третьего (в) роев сейсмических очагов, которые расположены вдоль наклонной плоскости с разбросом 20—30 км, получило название *зоны Вадати — Беньофа*¹ (рис. 4.6). Имея незначительный наклон в области океанического желоба, зона Беньофа с глубиной постепенно делается более крутой (от 15 до 90°).

Анализ сейсмических данных позволяет в большинстве случаев реконструировать «механизм очагов землетрясений», иначе говоря, распределение и природу ориентировки напряжений, ответственных за проявление сейсмичности:

1. Очаги, расположенные в пределах надвигающейся плиты, возникают в большинстве случаев в результате подвижек по нормальным сбросам. Но известны также примеры, указывающие на наличие в очагах землетрясений и напряжений сжатия.

2. Зона контакта двух конвергентных плит совпадает с областью, где проявляются землетрясения, вызванные сжатием или скальванием (надвижением), ориентированным в плане параллельно зоне Вадати — Беньофа.

3. Большинство очагов расположено в приповерхностном слое погружающейся плиты (океаническая кора и мантия под поверхностью Мохо). Изучение механизма очагов землетрясений показывает, что силы, вызывающие землетрясения, остаются ориентированными параллельно направлению погружения плит независимо от глубины. В настоящее время сейсмические исследования показали, что зона Вадати — Беньофа не является единой, а представлена двумя плоскостями (рис. 4.7): первая плоскость совпадает с поверхностью погружающейся плиты, и в этом месте проявляется сжатие; вторая плоскость расположена на 30 км глубже первой, т. е. внутри погружающейся плиты, и здесь, напротив, проявляются растягивающие напряжения. Это неожиданное разделение сейсмических очагов и напряжений может быть объяснено, если учесть те силы, которые действуют в литосфере в процессе ее изгибания и последующего выпрямления на глубине несколько десятков километров. В том месте, где появляется

¹ В советской геологической литературе эта зона известна как зона Заварицкого — Беньофа или Заварицкого — Вадати — Беньофа. — *Прим. перев.*

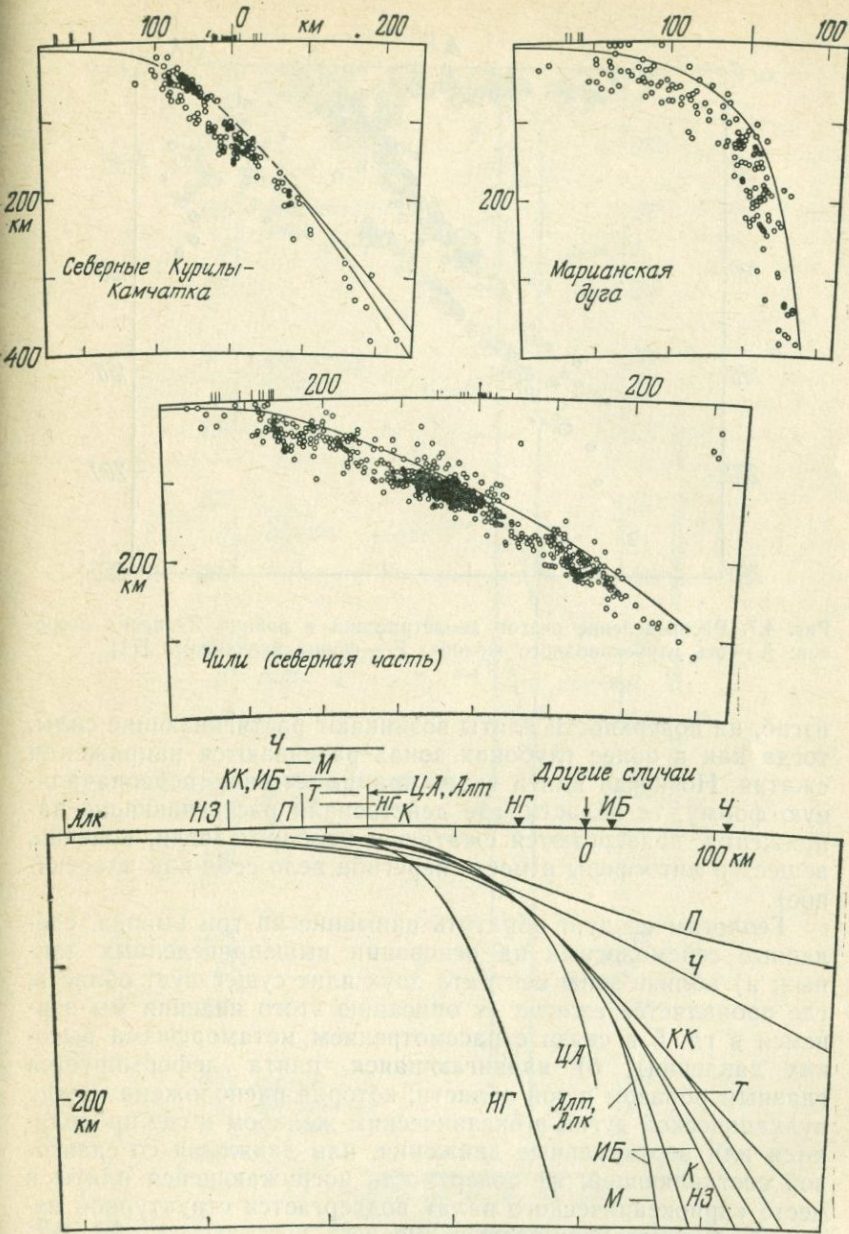


Рис. 4.6. Расположение очагов землетрясений в зоне активных континентальных окраин и островных дуг. Очаги землетрясений обычно приурочены к уплощенной зоне, которая известна как зона Вадати — Беньофа. Кривые, соответствующие верхней границе зоны Беньофа в разных районах, вынесены на нижний рисунок [82]. НГ — Новые Гебриды; ЦА — Центральная Америка; Алт — Алеутские острова; Алк — Аляска; М — Марианский желоб; ИБ — Идзу-Бонинский желоб; К — желоб Кермадек; НЗ — Новая Зеландия; Т — желоб Тонга; КК — Курилы — Камчатка; Ч — Чили (северная часть); П — Перу,

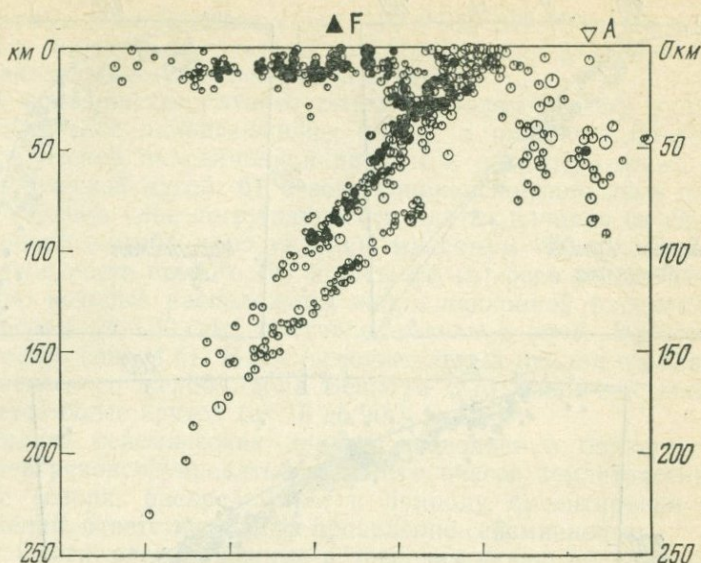


Рис. 4.7. Распределение очагов землетрясений в районе Японских островов: А — ось глубоководного желоба; F — фронт вулканизма [71].

изгиб, на поверхности плиты возникают растягивающие силы, тогда как в более глубоких зонах развиваются напряжения сжатия. Но когда плита вновь принимает свою первоначальную форму, те области, где действовали растягивающие напряжения, подвергаются сжатию и наоборот (если, конечно, вещество литосферы в месте перегиба вело себя как пластичное).

Геологам следует обратить внимание на три вывода, сделанные сейсмологами на основании вышеприведенных данных: а) вблизи зоны контакта двух плит существует область, где проявляется *сжатие* (к описанию этого явления мы вернемся в гл. 5 в связи с рассмотрением метаморфизма высоких давлений); б) надвигающаяся плита деформируется главным образом в той области, которая расположена между вулканической дугой и океаническим желобом и где проявляются или вертикальные движения, или движения со сдвиговой составляющей; в) поверхность погружающейся плиты в месте «приокеанического вала» подвергается структурной перестройке в условиях растяжения.

б. Сила тяжести и изостазия. Зоны конвергенции плит всегда совпадают с зонами интенсивных аномалий силы тяжести, которые отражают существенные нарушения изостатического равновесия (рис. 4.8):

1. Небольшие *положительные* аномалии (50 мгал) свойственны району «приокеанического вала» и объясняются

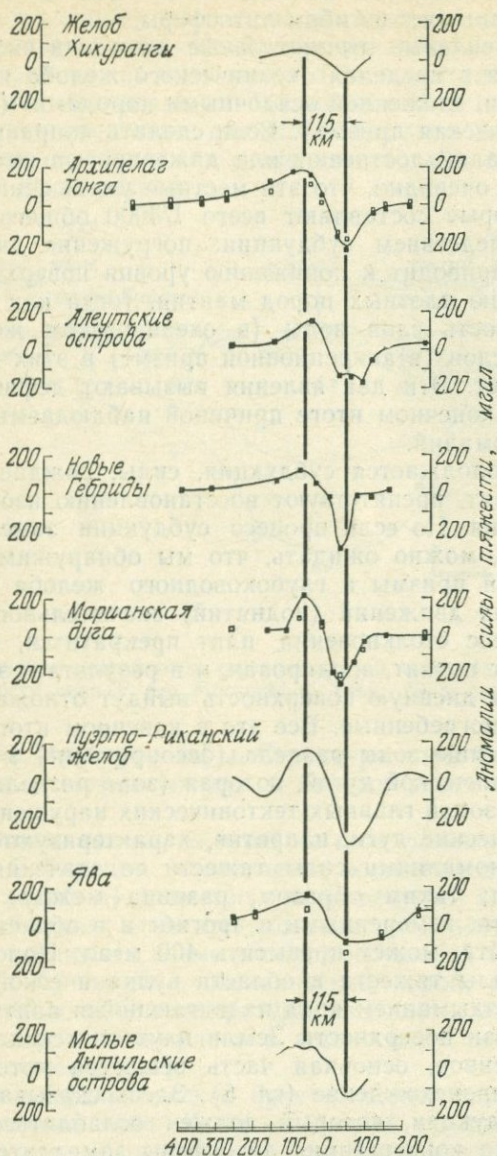


Рис. 4.8. Гравитационные аномалии в краевой зоне активных континентальных окраин и островных дуг. Черные квадратики — аномалии в свободном воздухе, светлые квадратики — изостатические аномалии. Измерения вдоль профилей 1, 6 и 8 настолько плотные, что их невозможно отобразить в виде отдельных точек на линии профиля [72].

локальным поднятием океанического дна и поверхности Мохо, связанными с изгибом литосферы.

2. Очень сильные отрицательные аномалии силы тяжести наблюдаются в пределах океанического желоба и в области внешней дуги, сложенной осадочными породами (аккреционная тектоническая призма). Если сделать поправку за рельеф, то аномалии достигают или даже превышают 200 мгал. Совершенно очевидно, что эти местные уменьшения силы тяжести (которые составляют всего $1/5000$ общего значения) являются следствием субдукции: погружение океанической литосферы приводит к понижению уровня поверхности Мохо и погружению плотных пород мантии, тогда как на поверхности мощность слоя воды (в океаническом желобе) или осадочного слоя (в аккреционной призме) в этих местах резко возрастает. Эти два явления вызывают дефицит масс и являются в конечном итоге причиной наблюдаемых гравитационных аномалий.

Пока продолжается субдукция, силы, рождаемые столкновением плит, препятствуют восстановлению изостатического равновесия. Но если процесс субдукции замедлится или прекратится, можно ожидать, что мы обнаружим в области аккреционной призмы и глубоководного желоба проявление вертикальных движений (поднятий) значительного размаха. Когда процесс столкновения плит прекратится, «осадочный порог» будет поднят, эродирован, и в результате этого в конце концов на дневную поверхность выйдут отложения, некогда глубоко погребенные. Все это в конечном итоге приводит к возникновению зоны раздела (decouplement) между порогом и вулканической дугой, которая (зона раздела) совпадает обычно с зоной главных тектонических нарушений.

Вулканические дуги, напротив, характеризуются положительными аномалиями силы тяжести со значениями от 100 до 200 мгал; таким образом, разница между значениями силы тяжести, измеренными в прогибе и в области вулканического хребта, может превысить 400 мгал. Положительные аномалии силы тяжести в области вулканической дуги объясняются воздыманием края надвигающейся плиты и становлением вблизи поверхности Земли плутонических и вулканических массивов, основная часть вещества которых имеет мантийное происхождение (гл. 5). Здесь сказывается еще и эффект субдукции, который должен ослабляться или стираться, когда конвергенция литосферы замедлится или полностью прекратится. Поэтому вулканическая дуга является, по всей вероятности, областью, в которой должно проявиться опускание, если окраина континента или островная дуга, составляющая ее часть, перестанет быть активной.

Оценивая данные гравиметрии в целом, можно сказать, что зоны субдукции находятся в *изостатически неуравновешенном* состоянии. В этих условиях замедление или прекра-

щение субдукции должно, вероятно, способствовать возврату к уравновешенному состоянию посредством значительных *вертикальных движений*. Изменение же темпа субдукции во многих случаях может быть скоррелировано с глобальной перестройкой кинематики плит. Так можно объяснить синхронность фаз тектонических движений (сжатие или растяжение), которые проявляются одновременно в весьма удаленных друг от друга регионах.

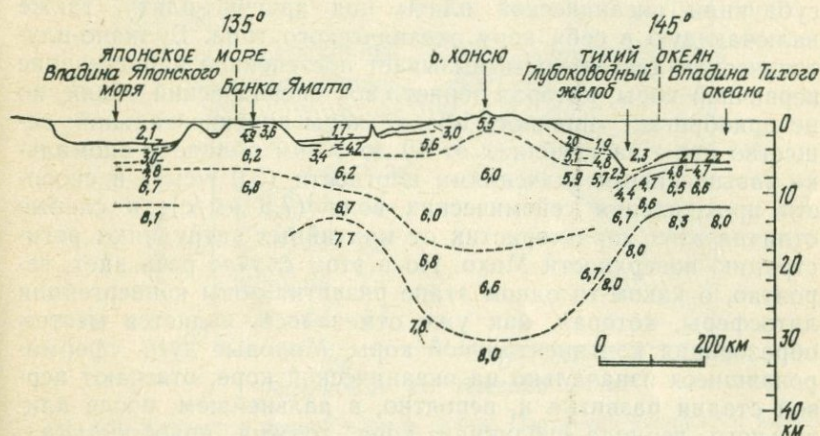


Рис. 4.9. Структура земной коры северо-западной части Японии. Цифрами указаны скорости волн Р (по Murauchi et Yasui, 1968, см. [107]).

в. Типы и структура коры. Структура коры континентальных окраин и островных дуг в разных зонах существенно различна.

Поддвигающаяся плита несет на себе типичную океаническую кору. Субдукция теоретически возможна при соблюдении двух условий: а) вещество плиты, несущей континентальную кору, обладает относительно невысокой плотностью, что в принципе исключает возможность погружения этой плиты в астеносферу; б) плита с океанической корой, имеющая по причине своей низкой температуры плотность, большую, чем астеносфера, может «нырять» в астеносферу под действием собственного веса (гл. 1).

Некоторые вулканические дуги сложены типичной корой континентального типа. К дугам данной группы принадлежат дуги, которые расположены на краю континентов (активные окраины андского типа) или даже микроконтинентов, отделенных от своей «родины» в результате раскрытия окраинных морей, как, например, Япония (рис. 4.9). В этих условиях дуги сохраняют некоторые особенности континентальной структуры. При этом кора обогащается магматическим материалом и утолщается в результате активной вулкано-плутонической деятельности, связанной с процессом суб

дукции (гл. 5). Именно в связи с этим в Андских Кордильерах мы наблюдаем пространственное (по вертикали) совпадение «корней гор» с наиболее высоким рельефом и областями проявления современного и неогенового вулканизма (рис. 4.10).

Кора некоторых вулканических дуг сходна с корой «переходного» типа. Речь идет о молодых дугах, таких, как Новые Гебриды (рис. 4.11), сформированных на продолжении зоны субдукции океанической плиты под другую плиту, также включающую в себя кору океанического типа. Вулкано-плутоническая деятельность вызывает постепенное наращивание первичной коры, которая теряет свой океанический облик, но не приобретает типичного облика коры континентальной: вещество коры на глубинах от 10 до 30 км обладает аномально завышенными значениями плотности ($3,0 \text{ г/см}^3$) и скорости прохождения сейсмических волн ($7,5 \text{ км/с}$), и слабые отличия этих характеристик от мантийных затрудняют регистрацию поверхности Мохо. Но в этом случае речь идет, вероятно, о каком-то одном этапе развития зоны конвергенции литосферы, которая, как уже отмечалось, является местом образования континентальной коры. Молодые дуги, сформировавшиеся изначально на океанической коре, отвечают первой стадии развития и, вероятно, в дальнейшем, после длительного периода субдукции, кора должна приобрести все характерные для коры континентального типа особенности.

Окраинные моря (при значительном растяжении — порядка тысячи и более километров), как правило, имеют кору океанического типа. Офиолитовые серии складчатых поясов, которые большинство авторов отождествляют с древней океанической корой, могут, следовательно, происходить или из области настоящего океана, или из области окраинных морей. Естественно, что в зависимости от этого их геотектонический и палеогеографический смысл будет совершенно различен.

Окраинные моря и собственно океанические пространства в своем развитии и возникновении подчиняются, вероятно, сходным законам, и «утоненная континентальная кора», встречаемая у подножия пассивных окраин (гл. 2), должна, следовательно, существовать и в окраинных морях, а именно на их внутреннем борту (который противопоставлен вулканическому хребту). С другой стороны, нужно помнить, что для некоторых окраинных морей характерно наличие «отмерших дуг» с фундаментом континентального типа. Эти две особенности (меньшие масштабы растяжения и наличие отмерших дуг) составляют существенное отличие окраинных морей от настоящих океанов. Для окраинных морей характерно также «зарождение» континентальной коры на коре океанического типа, чего не наблюдается в пределах «истин-

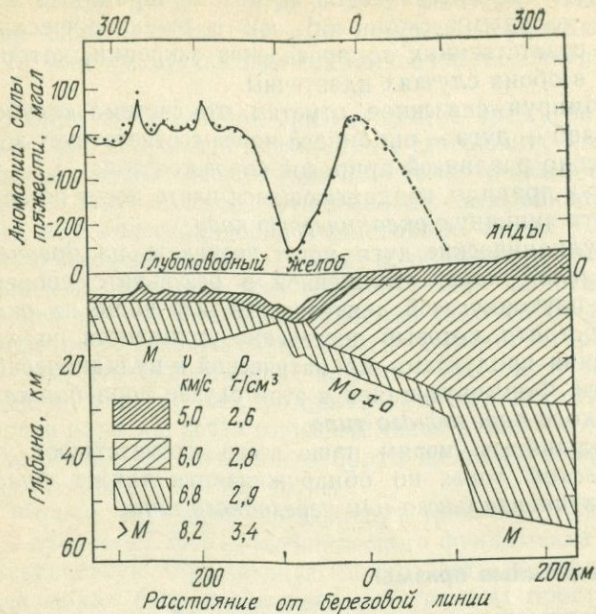


Рис. 4.10. Структура земной коры в районе Перуанско-Чилийского желоба. Профиль составлен на основании интерпретации гравиметрических и сейсмических данных [73].

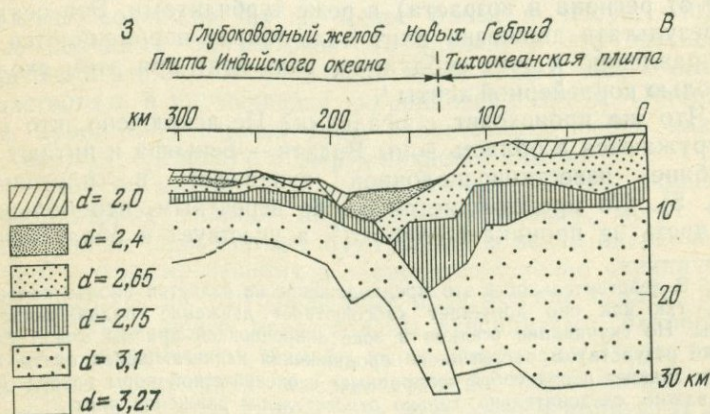


Рис. 4.11. Структура земной коры в районе Новых Гебрид. Профиль составлен на основании гравиметрических данных [62].

ных» океанов. Причину этого различия следует искать скорее в возрасте зон океанической аккреции (окраинные моря являются молодыми океанами), чем в геодинамических процессах, ответственных за проявление аккреции, которые, вероятно, в обоих случаях идентичны.

Резюмируя сказанное, отметим, что система «глубоководный желоб — дуга — окраинное море» соответствует зонам с совершенно различной природой корового слоя:

1. Как правило, поддвигающаяся плита несет на своей поверхности типичную *океаническую кору*.

2. Вулканические дуги могут возникать на *древней континентальной коре*, утолщенной в результате современной вулканоплутонической деятельности, или чаще на *океанической субстрате*, который постепенно утолщается по мере его обогащения продуктами магматической и вулканической деятельности. Формирующаяся в этом случае кора *ближе по составу к коре переходного типа*.

3. Окраинным морям чаще всего соответствуют участки *океанической коры*, но обнаруживаются также *фрагменты коры континентального или переходного типа*.

3. Аккреционные призмы

Поддвигающаяся плита несет на себе осадочный чехол (слой 1 океанической коры), представленный пелагическими осадками (чаще всего красными глинами, переслаивающимися с радиоларитами и диатомитами; состав отложений зависит от региона и возраста) и реже турбидитами. Эти осадки в результате движения плит мало-помалу перемещаются по направлению к зоне субдукции; роль плит при этом сходна с ролью конвейерной ленты¹.

Что же происходит с осадками? Не исключено, что они погружаются в область зоны Вадати — Беньофа и питают на глубине известково-щелочной вулканизм и плутонизм (гл. 5). Но представляется также вероятным, что большая их часть не проникает глубоко², а участвует в образовании

¹ В действительности это предположение не является вполне корректным, так как оно допускает «абсолютное» движение подвигающейся плиты. Но скучивание осадков в зоне аккреционной призмы может быть также результатом постепенного продвижения надвигающейся плиты, которая толкает перед собой «содранные» с океанической коры осадки. Для нас важно, следовательно, только *относительное* движение плит.

² Мнения специалистов по этому вопросу резко расходятся. Высказанное предположение было вначале отвергнуто геохимиками, которые не обнаруживают признаков участия осадков в образовании магм под островными дугами. Но в настоящее время некоторые ученые допускают, что погружение слоя 1 вместе с нисходящей плитой возможно и что возможна даже тектоническая эрозия подошвы надвигающейся плиты. Согласно этой гипотезе, вещество литосферы, отторгнутое таким образом от надвигающейся плиты, могло бы способствовать генерации начальных магм, изливающихся в зоне вулканических хребтов.

тектонической аккреционной призмы, расположенной перед вулканической дугой. Согласно этой гипотезе, тонкий пластичный слой осадков, который покрывал субдуцирующую плиту, в зоне субдукции был содран со своего океанического ложа.

Строение аккреционной призмы долгое время оставалось неясным. Из-за сильной деформации слагающих аккреционную призму пород сейсмические записи не показывали ничего, кроме «акустического фундамента», вызывающего дифракцию сейсмических волн. В настоящее время благодаря развитию геофизической техники и особенно в результате комплексной обработки всех геофизических данных удалось расшифровать главные черты строения аккреционных призм. Интерпретация сейсмических данных приводит к представлению о том, что аккреционная призма — это пакет тектонических чешуй, разделенных тектоническими контактами. Эти поверхности раздела, почти горизонтальные в основании призмы (т. е. у подножия внутреннего борта желоба), в приповерхностных зонах становятся круче.

а. Модель тектонической аккреции (рис. 4.12). На сейсмических профилях кровля океанического фундамента (слой 2) образует четкую отражающую поверхность, которая в ряде случаев может быть прослежена на огромных пространствах. Прямые данные о наклоне этой поверхности в области конвергенции литосферных плит являются безусловным подтверждением существования субдукции. Некоторые геологические структуры, рассматриваемые как древние аккреционные призмы, содержат тем не менее блоки и чешуи, сложенные породами офиолитовой ассоциации, и это заставляет предполагать, что океаническая кора может, как и осадки, участвовать в наращивании аккреционных призм. Отторженцы пород океанической коры представляют собой как бы «стружку», срезанную с погружающейся плиты.

Согласно модели, изображенной на рис. 4.12,а, образования, которые слагают аккреционную призму, могут быть двух типов: одни соответствуют породам чехла океанической коры, деформированному в области собственно океанического пространства (глубоководные пелагические осадки, редко турбидиты), другие представлены турбидитами, накопившимися в океаническом желобе, чаще всего в результате спорадических оползаний на его крутом внутреннем борту (рис. 4.13). В этом случае речь идет либо о продуктах перемыва и переотложения пород, слагающих аккреционную призму (которая по мере роста подвергается действию процессов подводного размыва), либо о продуктах размыва и переотложения осадков, несогласно залегающих на образованиях аккреционной призмы. Переотложение осуществляется в результате обвально-оползневых процессов и приводит к накоплению этих переотложенных осадков на дне желоба.

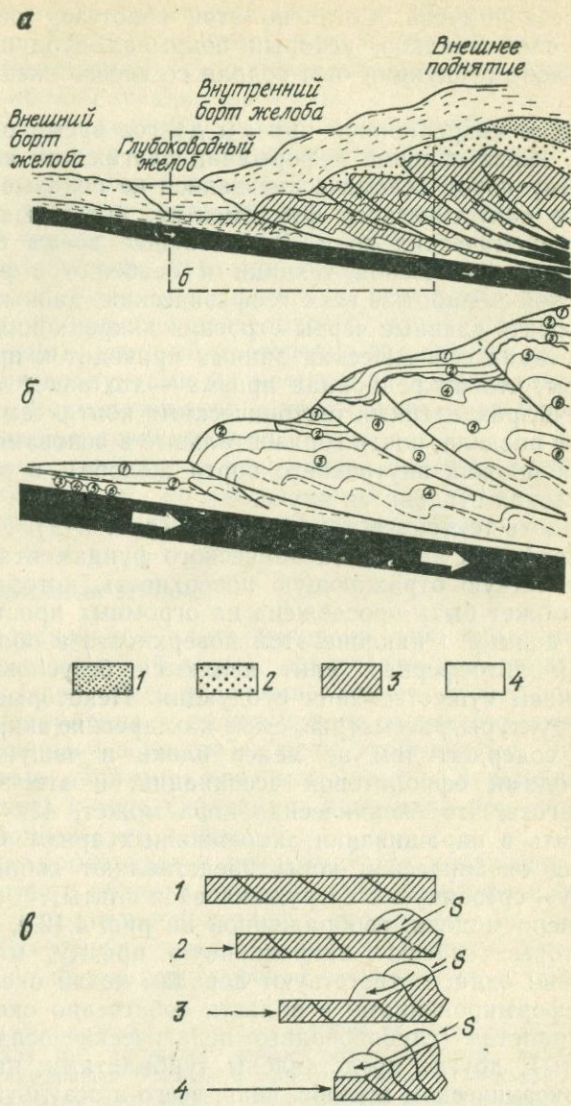


Рис. 4.12. Модель образования тектонической аккреционной призмы. *а* — распределение фаций; *б* — распределение изохронных (стратиграфических) поверхностей. Нумерация идет последовательно от молодых слоев к более древним. Пунктирной линией отмечена граница между турбидитами и отложениями абиссальных равнин; *в* — интерпретация; *S* — поверхность оползания. Оползание осадков на внутреннем борту желоба вызывает формирование турбидитов, которые заполняют осевую впадину; 1—4 — последовательные стадии тектонических движений, связанных с процессом конвергенции литосферных плит [103]. Отложения: 1 — шельфа; 2 — континентального склона; 3 — глубоководного желоба; 4 — абиссальных равнин.

Плоскости наиболее молодых тектонических надвигов почти горизонтальны и образуют с поверхностью океанического фундамента очень острый угол. Весь процесс сводится к тому, что сближение плит как бы приводит к формированию у подножия внутреннего борта желоба острого осадочного «клина», потом второго, третьего и т. д., пока не сформируется своеобразная «веерная» структура, каждая чешуя которой со временем делается более крутой и гипсометрически занимает все более высокое положение. Вот почему снизу вверх

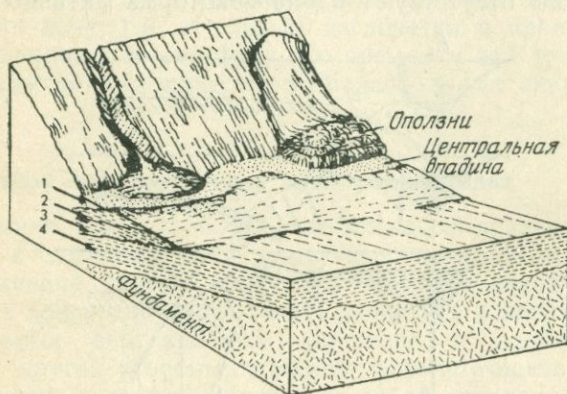


Рис. 4.13. Схема распределения осадочных фаций в пределах Алеутского океанического желоба [97]. 1 — грубокластические турбидиты; 2 — пески, алевриты, глинистые илы; 3 — алевриты, глинистые илы; 4 — отложения абиссальных равнин: алевриты, глины.

по внешнему склону желоба поверхности шарьяжей становятся все круче, а время шарьирования все древнее.

В соответствии с этим деформированные осадки тем моложе, чем ниже они располагаются, т. е. чем ближе они находятся к области образования новых тектонических чешуй (на рис. 4.12,б условные изохроны отмечены соответствующими номерами).

На внутреннем борту желоба во время тектонических движений формируются отложения, налегающие несогласно на деформированные ранее образования аккреционной призмы; эти более молодые осадки могут быть деформированы при новых подвижках чешуй в пределах аккреционной призмы (на рис. 4.12,б поверхность несогласия показана волнистой линией).

В результате роста аккреционной призмы возникает барьер (внешний седиментационный вал), в тылу которого образуется фронтальный прогиб, заполняющийся осадками (чаще всего обломочными отложениями, богатыми вулканическим материалом). Осадки фронтального прогиба, как и те, которые «перекрывают» внешний склон глубоководного

желоба, несогласно налегают на образования аккреционной призмы.

Тектонические аккреционные призмы наиболее хорошо развиты в областях конвергенции литосферных плит, т. е. там, где темп осадконакопления достаточно высок. Структура, которая была теоретически предсказана моделью тектонической аккреции, была в ряде случаев подтверждена данными глубоководного бурения (Барбадосский порог, например). Но такая картина не является всеобщей: аккреционные призмы отсутствуют вдоль некоторых активных окраин

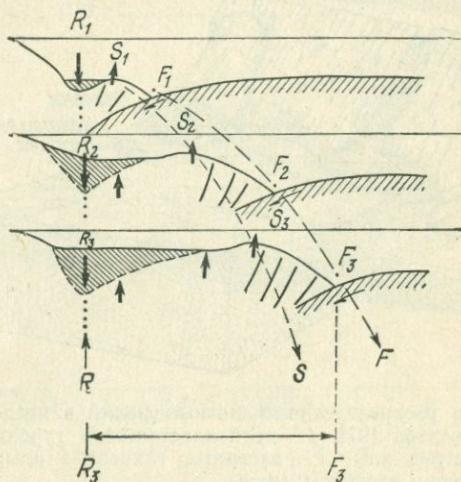


Рис. 4.14. Миграция глубоководного желоба в результате тектонической аккреции. $F_{1,2,3}$ — последовательное положение глубоководного желоба; $R_{1,2,3}$ — зафиксированное во времени положение оси глубоководного желоба, которое она занимала в начале процесса субдукции (положение осевой зоны может, например, соответствовать подножию континентального склона пассивной континентальной окраины, до того как она превратилась в активную). $S_{1,2,3}$ — последовательное положение вершины внешнего поднятия, сформированного толщами осадочных пород. Залегающие с несогласием осадки фронтальной впадины обозначены плотной косой штриховкой, океаническая кора погружающейся плиты — редкой штриховкой. Амплитуда перемещения желоба в сторону океана измеряется расстоянием R_3-F_3 (по данным Карига и Шармена [84]).

(Центрально-Американский желоб). Тем не менее ясно, что осадки (если мощность их невелика) могут быть вовлечены в зону Вадати — Беньофа.

б. Тектоническая аккреция и миграция глубоководных желобов. Нарращивание аккреционных призм связано по крайней мере с тремя факторами: темпом осадконакопления (в частности, с регулярностью поступления суспензионных потоков в желоб), скоростью и продолжительностью субдукции и, наконец, с объемом осадков, вовлекаемых в зону субдукции,

Рис. 4.14 поясняет гипотезу, согласно которой тектоническая аккреция с течением времени может привести к миграции желоба в направлении океана, способствуя таким образом увеличению пространства, расположенного между желобом и вулканической дугой, и расширению фронтальной впадины. Вес аккреционной призмы, как и всякая другая дополнительная нагрузка, приводит к региональному прогибанию литосферы (гл. 1, рис. 1.7). Но в этом случае желоб соответствует фронту аккреционной призмы, надвигающейся на субдуцирующую плиту, а не линии, трассирующей на поверхности Земли зону, где эта плита изгибается и происходит ее проникновение в астеносферу. Со временем эта зона исчезает, перекрытая тектоническими образованиями аккреционной призмы.

4. Структура шарьированных литосферных плит

Напомним (разд. 6, с. 92), что активные континентальные окраины и островные дуги изостатически не уравновешены и что изменение темпов субдукции (относительной скорости движения конвергирующих плит) приводит к возникновению значительных вертикальных движений в надвигающейся плите. С другой стороны, старение формирующейся в окраинных морях литосферы влечет за собой опускание, как это происходит в пределах собственно океанов (гл. 2). Отмершие дуги опускаются под действием процессов, связанных с их охлаждением (разд. 3, с. 88). Но в то же время надвигающаяся плита подвергается и деформациям, порожденным тангенциальными силами.

а. **Нормальные и антитетические надвиги (рис. 4.15).** На рис. 4.15 изображена теоретическая модель деформации краевой части надвигающейся плиты. Эта схема основана на предположении, что возникновение плоскости скальвания S_1 может сопровождаться другой плоскостью скальвания S_2 ; напряжение сжатия F будет тогда ориентировано в направлении биссектрисы острого угла, образованного плоскостями S_1 и S_2 . В рассматриваемом случае (субдукция) плоскость S_1 совпадает с отрезком зоны Вадати — Беньофа, расположенным на глубинах от 0 до 100 км, и соответствующие этой плоскости надвиги называются «нормальными» («синтетическими» — *synthétiques*), а надвиги в направлении плоскости S_2 — «антитетическими» (*antithétiques*) по отношению к плоскости субдукции.

Если зона Беньофа имеет незначительный наклон (что бывает наиболее часто, рис. 4.6), нормальные надвиги S_1 развиваются легко (рис. 4.15,а), тогда как движения по плоскостям скальвания S_2 имеют ограниченный размах и приводят к возникновению только локальных поднятий. Наилучшие примеры нормальных надвигов мы находим в области

аккреционных призм: надвигание происходит в сторону океана (океаническая вергенция), и в погружающейся литосфере теоретически могут произойти «срывы», которые приведут к образованию тектонических чешуй и покровов, сложенных породами *офиолитового комплекса*.

Если же, напротив, зона Вадати — Беньофа имеет значительный наклон (рис. 4.15,а), то плоскость синтетического скальвания делается круче и размах *антитетических* надвигов C_2 становится более заметным. Чешуеобразование захватывает более или менее широкую зону надвигающейся

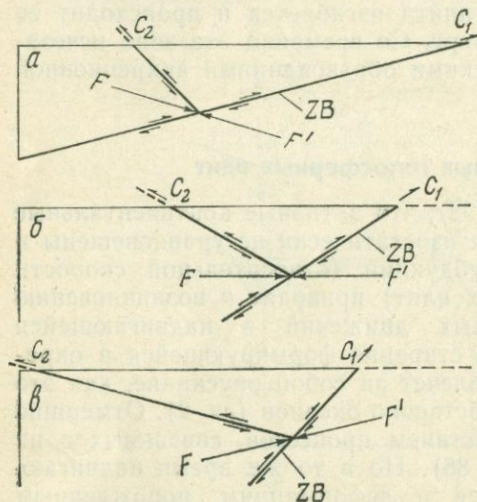


Рис. 4.15. Схема формирования разрывных нарушений в породах надвигающейся плиты в зависимости от угла наклона зоны Вадати — Беньофа. ZB — зона Беньофа; C_1 — нормальные надвиги; C_2 — антитетические надвиги.

плиты (вначале и всю вулканическую дугу), имеющей кору континентального или переходного типа (во всяком случае, не океанического). При этом тектонические структуры, запрокинутые в сторону предгорного прогиба или окраинного моря («континентальная» вергенция), *не содержат офиолитов*. Но этот случай более редкий, чем предыдущий.

Наконец, если напряжение F , ответственное за возникновение плоскостей скальвания C_1 и C_2 , ориентировано параллельно поверхности коры (рис. 4.15,б), то возникают и синтетические и антитетические надвиги, в результате чего может сформироваться *дивергентная структура*.

Приведенная модель ясно показывает, что тектонический стиль области конвергенции литосферных плит в известной степени обусловлен наклоном (более или менее значительным) зоны Вадати — Беньофа.

б. Сдвиги, параллельные границам плит. Векторы движений, вызванных столкновением двух плит, редко бывают перпендикулярны их границам. Если относительные перемещения ориентированы косо по отношению к желобу, то следует ожидать, что тангенциальные напряжения, которые развива-

ются в пределах надвигающейся плиты, приведут к возникновению в этой плите сдвигов, параллельных оси желоба. В зависимости от величины угла, образованного направлением относительного перемещения и границей плиты, эти сдвиги могут быть или правосторонними, или левосторонними (рис. 4.16, а и б). В частности, ситуация, изображенная на рис. 4.16, а, характерна для Японских островов, где на всей их протяженности четко фиксируется правый сдвиг.

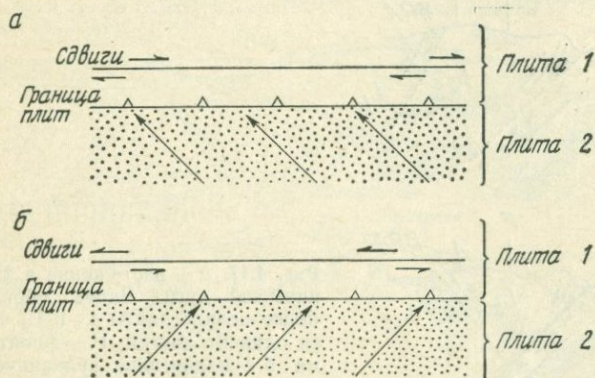


Рис. 4.16. Сдвиги, образующиеся в надвигающейся плите в результате конвергенции, направленной косо по отношению к границе сдвигающихся плит.

в. Движения на границе «вулканическая дуга — тыловой прогиб» (активные окраины андского типа). В тылу зоны субдукции (под вулканическими хребтами) в результате внедрения вулкано-плутонических образований литосфера существенно изменена. «Стена» магматических пород создаст в пределах литосферного слоя ослабленную зону. В результате потери монолитности вулканическая дуга как бы раскалывается на две «подплиты» L_1 и L_2 (рис. 4.17, а и б), которые могут обладать тенденцией к конвергентности или напротив, к дивергенции.

Если растяжение преобладает (т. е. если дуга обладает тенденцией к движению от континента), вулканический хребет отделяется от тылового прогиба системой сбросов (рис. 4.17, а), и этот прогиб может рассматриваться как «предвестник» появления окраинного моря (точно так же, как континентальный рифт предшествует открытию океанического бассейна).

Если же, напротив, происходит сжатие (рис. 4.17, б), то вулканическая дуга надвигается на тыловой прогиб и тектонически перекрывает его. Некоторые геофизики предлагают интерпретировать эти движения как начальный этап субдукции бассейна L_1 под дугу L_2 .

Размах движений в области «конвергенции» и «дивергенции» вулканических дуг и тыловых бассейнов не сравним,

однако, с амплитудой движений в зоне субдукции по фронту вулканической дуги и перед аккреционной призмой. Кроме того, обнаружено значительное сходство между описанными ранее «антитетическими» надвигами, которые наблюдаются на границе вулканических хребтов и тыловых бассейнов, и так называемыми зонами «субдукции» того же бассейна под

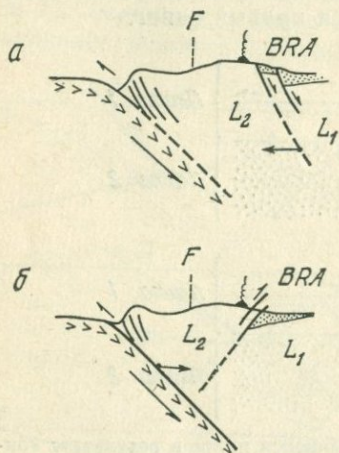


Рис. 4.17. *а* — растяжение в тылу вулканической дуги. Вновь образовавшиеся более мелкие плиты L_1 и L_2 отодвигаются одна от другой; F — фронт вулканизма. *б* — надвигание вулканической дуги на тыловой прогиб. Плиты L_1 и L_2 сближаются. BRA — тыловой прогиб.

вулканическую дугу (интерпретация, предложенная геофизиками). Можно видеть, что, несмотря на употребление различных терминов, по существу, описывается одно и то же явление.

На рис. 4.18 приведена схема последовательности развития активной окраины андского типа. Из этой схемы видно, что *антитетические надвиги* (надвигание вулканической дуги на тыловой прогиб) являются *более поздними, чем растяжение в тылу дуги* (заполнение тылового бассейна мощными вулканогенно-осадочными сериями). Именно это явление характерно для Андских Кордильер, где фазы сжатия (в тех районах, где они проявляются) всегда следуют за долгим периодом прогибания.

г. Растяжение в зоне островных дуг (рис. 4.19). Миграция островных дуг во время разрастания окраинных морей (разд. ж, с. 88) обуславливает возникновение тектонических прогибов двух типов:

1. *Радиальное растяжение* приводит к образованию грабенов, ориентированных параллельно простиранию вулканических хребтов.

2. Изгибание границы двух конвергентных плит и продвижение дуги в направлении океана вызывают *равномерное продольное растяжение* фронтальной части надвигающейся плиты, и это растяжение обуславливает появление тектонических прогибов, перпендикулярных предыдущим.

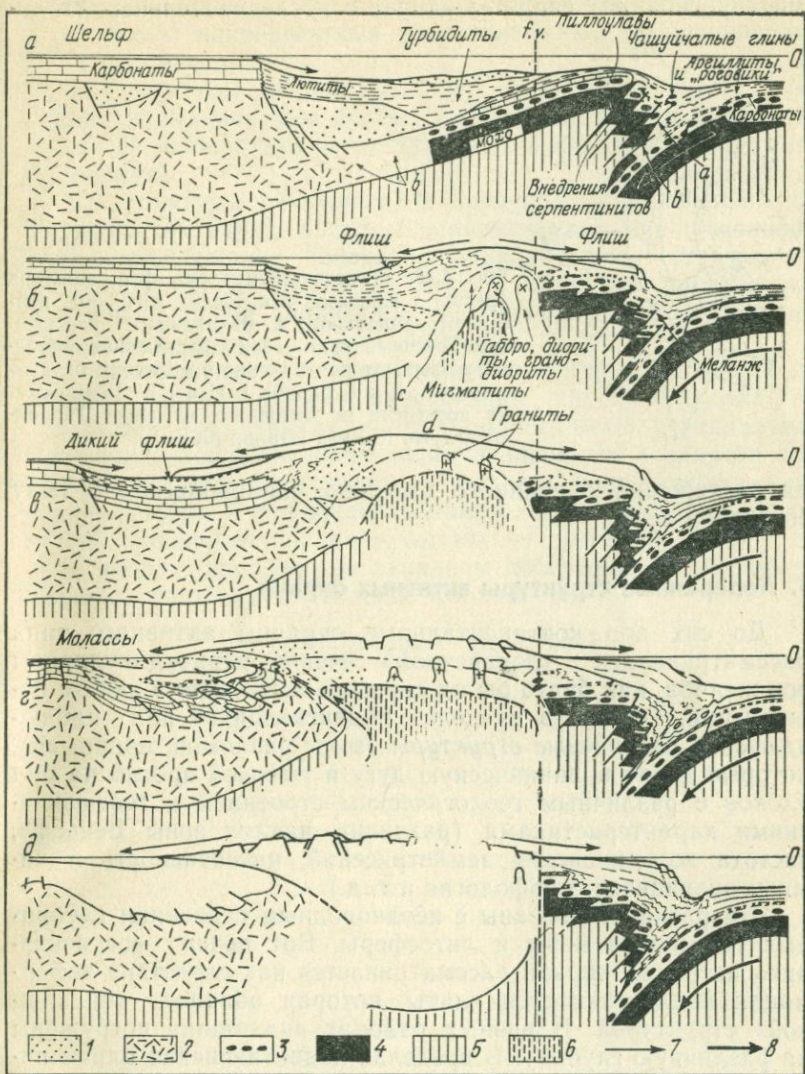


Рис. 4.18. Схема формирования складчатой цепи, возникшей в результате субдукции океанической плиты под активную континентальную окраину [64]. 1 — вулканогенно-осадочный слой; 2 — континентальная кора; 3, 4 — океаническая кора; 5 — мантия; 6 — интрузии магматических пород; 7 — направление сноса обломочного материала; 8 — направление движения плит. а — метаморфизм фации голубых сланцев; б — кора переходного типа; с — фронт метаморфизма; d — поднятие в области повышенного теплового потока.

Заполнение грабенов (и первого, и второго типа) осадками (прогибание) свидетельствует о последовательных стади-

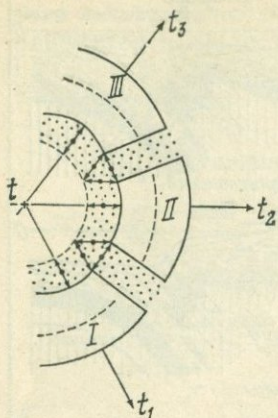


Рис. 4.19. Теоретическая схема формирования трещин и разрывов в пределах дуги под действием продольного и радиального растяжений. Точечный крап — зоны растяжения; стрелки указывают направление и величину раздвижения t_1 , t_2 и t_3 блоков I, II и III. Данная схема построена на основании изучения Тирренской дуги, Южная Италия [66].

ях растяжения окраинного бассейна, находящегося в тылу островной дуги.

5. Поперечные структуры активных окраин

До сих пор континентальные окраины активного типа рассматривались в «поперечном» сечении, перпендикулярном оси желоба, как будто бы их строение неизменно в любом пересечении. Однако в пределах надвигающихся плит наблюдаются и *поперечные структуры* (зоны разломов, например), которые делят вулканическую дугу и тыловой прогиб на ряд *блоков* с различным геологическим строением и геофизическими характеристиками (различны наклон зоны Беньофа, частота возникновения землетрясений, интенсивность и химизм вулканитов, морфология и т. д.)

Эти различия связаны с неоднородным строением глубинных горизонтов коры и литосферы. Вот почему «сегментация» активных окраин рассматривается как следствие деформации поддвигающейся плиты, которая обладает «клавишной» структурой. В разных районах «клавиши» погружены на различную глубину. В пределах надвигающейся плиты явления, вызванные субдукцией, различны по своей интенсивности. Вероятно, это неким образом связано с резкими изменениями угла наклона зоны Вадати — Беньофа по простиранию.

Как бы там ни было, ясно, что геологическое строение различных сегментов активных континентальных окраин не одинаково (это замечание касается и активных островных дуг). Кордильеры андского типа, подобно всем другим складчатым хребтам, не являются структурами «цилиндрическими».

Подводя итоги рассмотрения тех геологических явлений, которые связаны со сближением литосферных плит, отметим, что в зонах конвергентных плит возникают две разновидности геологических структур:

1. Структуры *растяжения*: а) ориентированные параллельно вулканическим дугам (тыловые бассейны, окраинные моря; б) поперечные структуры (прогибы радиального направления).

2. Структуры *сжатия*: а) в пределах вулканических дуг (сдвиги); б) перед фронтом вулканических дуг (тектонические аккреционные призмы с океанической вергентностью структур); в) на границах дуги и тылового прогиба или краевого прогиба (надвиги с вергентностью структур в сторону континента).

Возникновение этих двух типов структур объясняется наличием тангенциальных напряжений. Но в пределах зон субдукции проявляются и крупномасштабные вертикальные движения. Особенно интенсивное воздымание в области вулканических дуг происходит в процессе конвергенции литосферных плит. В это время формируется мощный рельеф, который подвергается разрушению и размыву, как это происходит, например, на западном побережье Южно-Американского континента (Андские Кордильеры).

(Литература — см. с. 150)

ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

В данной главе рассмотрены тепловые (разд. 1) и петрологические явления, характерные для зон субдукции. Изучение лав, изливающихся в вулканических хребтах зон субдукции, показывает, что главным их источником служат мантийный слой надвигающейся плиты и океаническая кора плиты погружающейся. Источники магматизма зон субдукции приурочены к зоне Вадати—Беньофа и располагаются на глубинах порядка 80 км (разд. 2). Анализ распределения давлений и температур в пределах литосферного слоя показывает, что проявления высокотемпературного метаморфизма свойственны областям, расположенным под вулканическими дугами, тогда как метаморфизм высоких давлений характерен для зоны соприкосновения надвигающейся и погружающейся плит (разд. 3).

1. Тепловой поток континентальных окраин и активных островных дуг

Тепловой поток на поверхности Земли обычно достаточно постоянен (1,2 е. т. п.)¹, но в зоне конвергенции литосферных плит он испытывает локальные изменения: значения теплового потока существенно уменьшаются (до 0,5—0,8 е. т. п.) над аккреционными призмами и над приокеаническим желобом (рис. 5.1) и, напротив, резко возрастают в области собственно вулканических дуг, где они превышают нормальные значения в 2—3 раза. Меньшие, чем в зоне вулканических дуг, но все-таки аномально высокие значения тепловой поток имеет и на территории активных окраинных морей.

Аномальное увеличение теплового потока в области вулканических дуг связано с магматической активностью этих участков литосферы, так как и магма, и гидротермальные растворы являются активными переносчиками тепла.

Уменьшение теплового потока, которое характерно для зоны субдукции, может быть связано с движением подвигающейся плиты, так как океаническая литосфера инертна в термическом отношении и ее проникновение в астеносферный слой не вызывает существенного нарушения расположения изотерм. Поскольку линии разных температур погружаются вместе с плитой, геотермический градиент и значения тепло-

¹ 1 е. т. п. = 1 мкал·см⁻²·с⁻¹.

вого потока уменьшаются в зоне формирования аккреционной призмы и приокеанического прогиба (рис. 5.2).

Колебания значений теплового потока являются, без сомнения, поверхностным проявлением геодинамических процес-

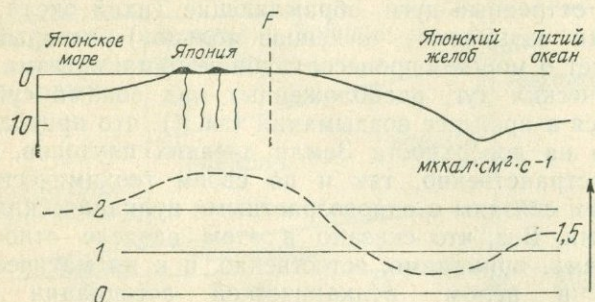


Рис. 5.1. Значения теплового потока на пересечении Японских островов и океанического желоба ([64], с упрощениями) F — фронт вулканизма.

сов, происходящих в глубинных горизонтах литосферы. Температура и давление — это главные факторы, контролирующие проявление магматических и метаморфических процес-

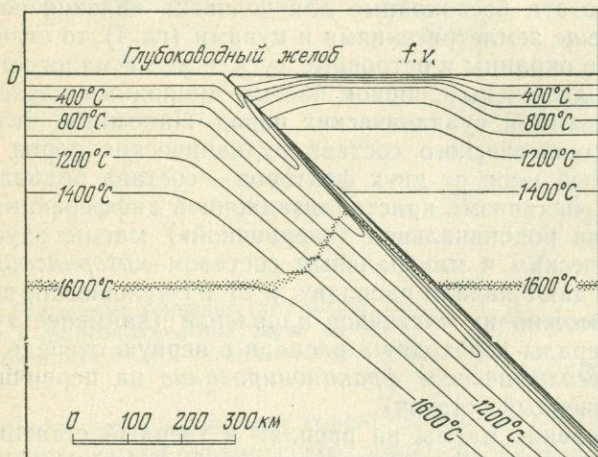


Рис. 5.2. Распределение изотерм в зоне конвергенции литосферных плит; реконструкция основана на изучении значений современного теплового потока на поверхности земли. Вертикальный масштаб равен горизонтальному [67]. f. v. — фронт вулканизма.

сов, и, следовательно, надо ожидать, что различие в данных параметрах может привести в одних случаях к расплавлению горных пород (магматизм), в других — к их структурно-вещественным преобразованиям в твердом состоянии (метаморфизм).

2. Магматизм

Активным континентальным окраинам и островным дугам свойственны проявления интенсивного вулканизма (так, например, островные дуги, обрамляющие Тихий океан, составляют так называемое «огненное кольцо»), который свидетельствует о мощном процессе глубинного магматизма. Районы вулканических дуг, расположенных над зонами субдукции, находятся в процессе воздымания (гл. 4), что приводит к появлению на поверхности Земли древних плутонов, которые как пространственно, так и по своим геохимическим особенностям связаны с разновозрастными вулканическими образованиями. Все, что сказано в этом разделе относительно вулканизма, применимо, естественно, и к магматическим явлениям в целом: вулканической ассоциации базальт ($\text{SiO}_2 < 53\%$) — риолит ($\text{SiO}_2 > 68\%$) соответствует эквивалентная плутоническая ассоциация.

Для вулканов, возникающих над зонами субдукции, характерно излияние лав *андезитового* ряда (базальты, андезиты — они преобладают, а также дациты, риолиты). Излияния часто имеют эксплозивный характер, так как лавы сильно насыщены газами и в первую очередь парами воды. Если вспомнить, что эти беспокойные для человека явления сопровождаются еще землетрясениями и цунами (гл. 4), то станет ясно: активные окраины и островные дуги — места малогостепримные и подвержены слишком частым природным катастрофам.

а. Геохимия вулканических пород. Напомним, что особенности геохимического состава вулканических пород зависят по крайней мере от двух факторов — состава родоначальной магмы и механизма кристаллизационной дифференциации.

Состав родоначальной («первичной») магмы обусловлен: 1) химическим и минеральным составом *материнских пород*, которые дают начало расплаву, и 2) РТ-условиями, при которых возможно их *частичное плавление* (наименее тугоплавкие минералы переходят в расплав в первую очередь, что вызывает *геохимическое фракционирование* на первичный расплав и твердый остаток).

Разделение магмы на расплав и твердый остаток происходит благодаря *кристаллизационной дифференциации* минералов по мере уменьшения температуры и давления (в первую очередь кристаллизуются минералы, обладающие наибольшей температурой плавления).

Геохимическая классификация вулканических пород активных окраин и вулканических дуг должна быть, по нашему мнению, «генетической» или, иными словами, она должна отражать способ возникновения лав: образовались ли они непосредственно при переплавлении «материнских пород» и связаны с первично дифференцированными магмами, или возникли в результате процесса селективной дифференциации.

По содержанию калия (K_2O) и окислов железа можно выделить три серии вулканических пород:

1. *Толейтовая серия*. Породы толейтовой серии характеризуются низким содержанием K_2O (менее 1%: рис. 5.3) и

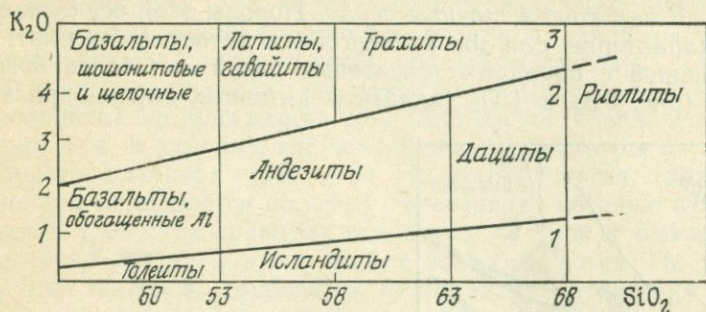


Рис. 5.3. Схема классификации вулканических пород активных континентальных окраин и островных дуг по химическому составу ([56], с упрощениями и изменениями). 1 — толейтовые серии; 2 — щелочноземельные серии; 3 — калиевые серии.

TiO_2 , высоким содержанием железа, повышенным отношением FeO/MgO и его постепенным возрастанием по мере дифференциации (рис. 5.4). Породы этой серии представлены

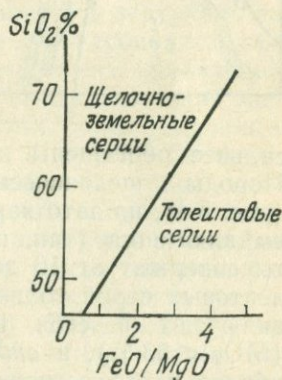


Рис. 5.4. Разделение вулканических пород толейтовых и щелочноземельных серий на основании содержания SiO_2 и отношения FeO/MgO [92].

главным образом базальтами (очень сходными с базальтами, входящими в состав океанической коры), исландитами (обедненными калием андезитовыми лавами), реже дацитами.

Обогащение железом по отношению к магнию объясняется кристаллизацией оливина и пироксена, в которых отношение Fe/Mg ниже, чем в остаточном расплаве.

Низкое содержание щелочей ($K_2O + Na_2O$) связано, вероятно, с составом исходной магмы (она бедна этими элементами) и ее слабой дифференцированностью.

Вулканы, которым свойственны толейтовые лавы, расположены, как правило, вблизи океанического желоба и маркируют «фронт вулканизма» (рис. 4.1 и 5.5). Они отсут-

ствуют в областях древних (т. е. функционирующих с древних времен) континентальных окраин и активных дуг, как, например, в Перу, и, напротив, очень многочисленны в областях молодых дуг, находящихся на начальной стадии эволюции.

2. *Известково-щелочные серии.* Породы этой серии наиболее характерны для зон конвергенции литосферных плит. По сравнению с породами толеитовых серий они более богаты K_2O (рис. 5.3) и TiO_2 (андезиты активных окраин при этом

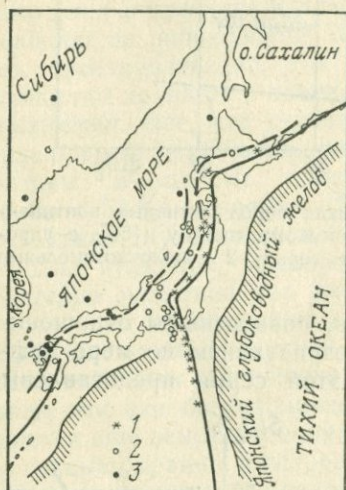


Рис. 5.5. Распределение вулканических серий в пределах Японских островов. Сплошная линия — вулканический фронт; пунктирная линия — граница распространения толеитовых (звездочки), известково-щелочных (светлые кружки) и щелочных (черные кружки) вулканов (по Куно, см. [85]). 1 — толеитовые серии; 2 — щелочноземельные серии, 3 — щелочные серии.

сильнее обогащены калием, чем андезиты островных дуг). Породы щелочноземельных серий обеднены железом (рис. 5.4), но зато характеризуются повышенным содержанием алюминия (так, например, известково-щелочные андезиты содержат от 16 до 18% Al_2O_3 , тогда как исландиты толеитовых серий только 13—14%). Щелочноземельные серии включают в себя и обогащенные алюминием базальты ($SiO_2 < 53\%$), и андезиты, которые вовсе не являются наиболее часто встречающейся разновидностью лав ($53\% < SiO_2 < 63\%$), и дациты ($63\% < SiO_2 < 68\%$), и риолиты ($SiO_2 > 68\%$), которые в ряде случаев ассоциируются с огромными массами игнимбритов. Соответствующая плутоническая ассоциация представлена габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серией пород.

Относительная бедность железом, содержание которого не увеличивается в процессе дифференциации, объясняется ранней кристаллизацией минералов, обогащенных железом: магнетита, железистых амфиболов и др.

Незначительное обогащение пород и известково-щелочных серий K_2O по сравнению с толеитами может быть объяснено более обильной кристаллизацией пироксена, который беден калием.

3. *Калиевые серии.* Эти серии представлены шошонитовыми лавами с отношением K_2O/Na_2O , равным единице или выше, и щелочными лавами, где это отношение меньше единицы. Калиевые серии обычно обогащены щелочами, главным образом K_2O ($>2-4\%$ от содержания SiO_2 : рис. 5.3). В составе этих серий выделяются базальты, гавайиты (щелочные), латиты (шошонитовые), трахиты и риолиты.

Вулканы, продуцирующие лавы калиевых серий, обычно расположены на расстоянии 200—300 км от океанического желоба, т. е. в районах, где зона Беньофа находится на значительных глубинах (рис. 5.5). В то же время трахиты и риолиты встречаются по всему поперечному сечению вулканических гряд, что приводит некоторых авторов к выводу о непричастности магм этого типа к зоне субдукции. По мнению этих авторов, глубинный источник трахит-риолитовых лав следует искать вне зон Вадати — Беньофа, вблизи которых зарождаются, вероятно, только толеитовые и известково-щелочные серии вулканитов (разд. г, с. 117). Но как бы там ни было, лавы калиевых серий (шошонитовые или щелочные) в массовом количестве встречаются только на древних, прошедших длительное развитие активных окраинах и дугах.

б. *Глубинность магматизма в зонах Вадати — Беньофа.* Если от линии вулканического фронта опустить вертикаль до зоны Беньофа, то последняя окажется на глубинах около 80—100 км, а под областями наиболее массового проявления вулканизма — на глубинах от 100 до 150 км. Излияния щелочных магм могут происходить в областях, более удаленных от фронта вулканизма, а следовательно, и от зоны Беньофа.

Химизм толеитовых и щелочноземельных лав в определенной степени связан с расстоянием от места их излияния до океанического желоба, т. е. с глубиной залегания сейсмофокальной зоны в зоне вулканизма. В частности, содержание K_2O закономерно возрастает при движении от фронта вулканизма в сторону континента (рис. 5.6). Естественно, речь идет только о тенденции, которая может и нарушаться. Но все же явление это в достаточной степени общее, и оно заставляет думать, что источник магм следует искать поблизости от сейсмофокальной зоны, поскольку состав вулканитов связан с глубиной ее залегания.

Изменение геохимических особенностей лав в зависимости от их положения относительно зоны Беньофа не только дает информацию для понимания глубинной геодинамики магматических процессов, но и позволяет реконструировать направление «палеосубдукции» и выявлять в древних дугах расположение зоны Вадати — Беньофа даже в том случае, когда она уже не может быть протрассирована с помощью сейсмических явлений. Возможна и определенная качественная связь между глубиной залегания сейсмофокальной зоны

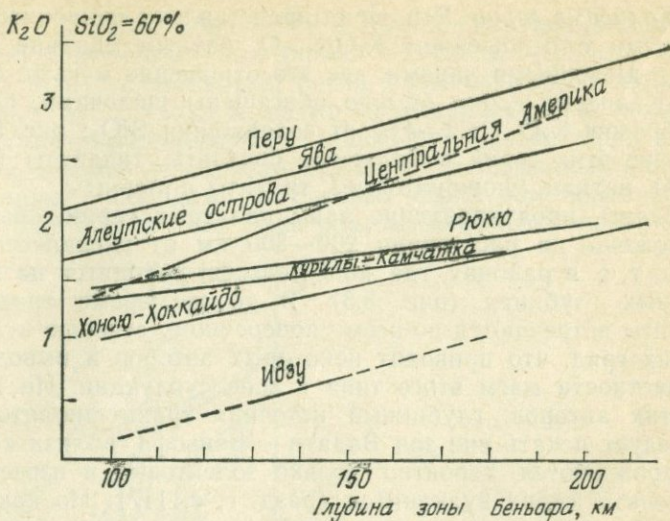


Рис. 5.6. Содержание K_2O в андезитах ($SiO_2 = 60\%$) в зависимости от глубины зоны Вадати—Беньофа в пределах различных активных континентальных окраин и островных дуг [94].

под вулканами и содержанием калия в вулканических породах. Но в действительности содержание K_2O зависит от многих факторов, в частности некоторое обогащение калием происходит в процессе «старения» вулканических дуг. Тем не менее изменение содержания K_2O в *одновозрастных* щелочноземельных магматических сериях (при условии *одинакового содержания кремнекислоты*) позволяет с большой уверенностью реконструировать *полярность «желоб—дуга»* и направление погружения древней зоны Вадати—Беньофа. Содержания некоторых других элементов (редкие земли, Rb, Ba) изменяются по тому же закону, что и калия, и эти изменения несут, следовательно, сходную информацию. Равным образом отношение FeO/MgO и K/Rb уменьшается, тогда как отношение K_2O/Na_2O возрастает с удалением от фронта вулканизма.

Однако следует заметить, что сейсмофокальная зона не всегда совпадает с областью формирования магматических расплавов. Вспомним (гл. 4), что в *пределах погружающейся плиты* сейсмические очаги очень многочисленны. Увеличение же температуры и высвобождение водяных паров, которые частично ответственны за плавление и зарождение первичной магмы, должно скорее происходить не в пределах сейсмофокальной плоскости, а в непосредственной близости от *поверхности погружающейся плиты*. И вероятно, некоторое пространство должно отделять область зарождения магм от зон Вадати—Беньофа в собственном смысле этого понятия.

в. Миграция вулканического фронта. В области древних активных континентальных окраин и островных дуг расстояние между океаническим желобом и фронтом вулканизма значительно больше, чем в зонах современной конвергенции литосферных плит: 200—300 и 100—200 км соответственно. Более того, это пространство, включающее в себя фронтальный прогиб и аккреционную призму, увеличивается пропорционально продолжительности процесса субдукции (рис. 5.7).

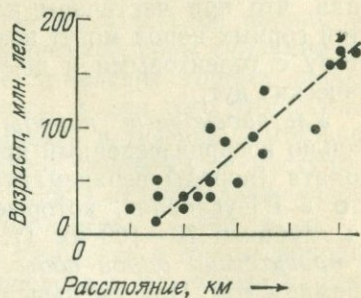


Рис. 5.7. Изменение расстояния от ося вулканического хребта до океанического желоба в зависимости от возраста (в миллионах лет) наиболее древних магматических пород (по данным изучения двадцати активных континентальных окраин и островных дуг) ([65], с упрощениями).

Увеличение пространства между желобом и вулканическим фронтом определяют два фактора:

1. Рост аккреционной призмы, который вызывает миграцию желоба в направлении океана (разд. б, с. 102, и рис. 4.14).

2. Направленное в сторону континента перемещение вулканического фронта, которое чаще всего объясняется постепенным заглублением изотерм под надвигающейся плитой в процессе длительной субдукции. В этом случае происходят заглубление зоны частичного выплавления магм и ее миграция в сторону континента.

Из этого следует, что по крайней мере некоторые фронтальные дуги, в которых в настоящее время нет проявлений вулканизма, могут содержать древние экструзивные и интрузивные образования, становление которых произошло в предшествующую стадию субдукции. Такую картину можно видеть в пределах Андских Кордильер (Перу и северные районы Чили), где в течение мезозоя и кайнозоя последовательное перемещение вулканизма в сторону континента сопровождалось миграцией тылового прогиба в том же направлении.

г. Происхождение магм. Данные геохимии и петрологии, имеющиеся в нашем распоряжении (в частности, данные о начальных отношениях изотопов стронция), позволяют решительно отбросить старую гипотезу, согласно которой главный источник различных магм располагается в пределах континентальной коры вулканических дуг. На основании тех же данных большинство петрологов приходят к выводу, что осадки, вовлеченные в зону субдукции, вряд ли могут в сколько-нибудь существенной степени служить источником

магматических расплавов (за исключением, возможно, тех случаев, когда присутствуют пары воды). Но даже если процесс контаминации континентальной коры или осадков имеет место, то независимо от этого основной источник магматических и вулканических пород следует, по-видимому, искать либо *в пределах океанической коры погружающейся плиты, либо в мантийном слое плиты надвигающейся.*

Экспериментальные петрологические исследования показали, что при частичном плавлении некоторых разновидностей горных пород могут возникать расплавы, сходные по составу с толеитовыми и щелочноземельными сериями вулканических дуг.

Ультраосновные породы верхней мантии. Экспериментально воспроизведенный процесс частичного плавления лерцолита (породы верхнемантийного происхождения) показал, что в РТ-условиях, которые предположительно существуют на глубинах 70—100 км (т. е. над фронтом вулканизма), и *в присутствии паров воды* возникает расплав, насыщенный кремнеземом. При уменьшении гидростатического давления и давления водяного пара кристаллизуется оливин (+ пироксен), и остаточный расплав постепенно приобретает андезитовый состав. Это разделение происходит, вероятно, при низких давлениях (на глубине около 30 км), и эволюция первичной магмы приводит в этом случае к возникновению пород *толеитовой* серии.

Амфиболиты. В эксперименте частичное плавление амфиболита начинается при *повышенном парциальном давлении водяного пара* (3—5 кбар) и в РТ-условиях, которые существуют на незначительных глубинах (от 30 до 60 км). Напомним, что фронт вулканизма расположен на 80—100 км выше сейсмофокальной зоны, вблизи которой предположительно происходит зарождение магматических расплавов. Однако амфиболиты вряд ли могут служить источником магматических и вулканических пород, развитых в пределах вулканических дуг, несмотря на то что океаническая кора субдуцирующей плиты, подвергаясь начальному термальному метаморфизму, содержит, вероятно, значительные объемы амфиболитов. Поскольку амфиболиты не являются родоначальниками магматических расплавов в зонах субдукции, то надо допустить, что давление водяных паров недостаточно для того, чтобы вызвать частичное плавление этих пород. При возрастании давлений и температур амфиболиты в твердом состоянии *метаморфизуются* и превращаются в кварцевые эклогиты. В результате этой реакции высвобождается некоторое количество паров воды (амфиболит → гранат + пироксен + H_2O).

Кварцевые эклогиты. Эти породы имеют базальтовый состав и начинают выплавляться *в присутствии паров воды* при РТ-условиях, реализуемых на глубинах порядка 100 км.

Возникший расплав, который вначале имеет дацитовый и риолитовый, а затем андезитовый и базальтовый состав, обеднен железом и обогащен калием (по отношению к исходным породам), и процесс дифференциации магм соответствующего состава может привести к возникновению пород *известково-щелочной серии*.

Как показали экспериментальные петрологические исследования, для того чтобы в непосредственной близости от зоны Вадати — Беньофа (или в мантийном слое надвигающейся плиты, или в породах океанической коры субдуцирующей плиты) началось частичное плавление горных пород, необходимо присутствие паров воды. А для того чтобы магматические расплавы могли возникать в течение длительного времени, совершенно необходимо непрерывное поступление воды в область их возникновения. Следовательно, «переносчиком» воды должен быть литосферный слой, в состав которого входят водосодержащие минералы и горные породы. При этом на глубину должны поступать все новые порции этих пород. Этим условиям отвечает только океаническая кора погружающейся плиты.

Гипотеза о проникновении в зону субдукции воды, которая в свободном виде присутствует в осадочных породах, мало правдоподобна при тех глубинах, на которых происходит выплавление магматических расплавов. Но осадки содержат, хотя и в незначительном количестве, водные минералы (слюда, амфиболы), за счет которых в зоне субдукции может происходить высвобождение воды.

Океаническая кора также содержит значительное количество воды, связанной в горных породах, слагающих ее фундамент: главным образом амфиболитах и серпентинитах, которые богаты водными минералами. Как уже отмечалось, амфиболиты на глубинах около 100 км преобразуются в кварцевые эклогиты, и этот процесс происходит с выделением воды. Серпентиниты претерпевают более сложные превращения. Экспериментальные исследования показали, что серпентиниты в условиях высоких давлений подвергались многократной дегидратации, происходящей в тех зонах субдукции, которые расположены на глубинах от 100 до 300 км.

Эти два явления (дегидратация амфиболитов и, на большей глубине, серпентинитов) могут привести к созданию условий (присутствие паров воды), необходимых для частичного плавления кварцевых эклогитов и верхнемантийных перidotитов.

д. Обобщение петрологических данных. Основываясь на экспериментальных исследованиях и исходя из предположения о существующих вблизи зоны Беньофа давлениях и температурах, петрологи построили несколько моделей, объясняющих возникновение и эволюцию магматических расплавов

в пределах вулканических дуг. На рис. 5.8 изображена одна из таких моделей.

Первая стадия (молодая вулканическая дуга; проявления магматизма наиболее приближены к линии вулканического фронта). На глубинах от 80 до 100 км (T порядка 650—700 °С, P — около 30—40 кбар) амфиболиты океанической коры в твердом состоянии преобразуются в кварцевые эклогиты + пары воды.

Высвобожденные пары воды вызывают частичное плавление горных пород верхнемантийного слоя надвигающейся

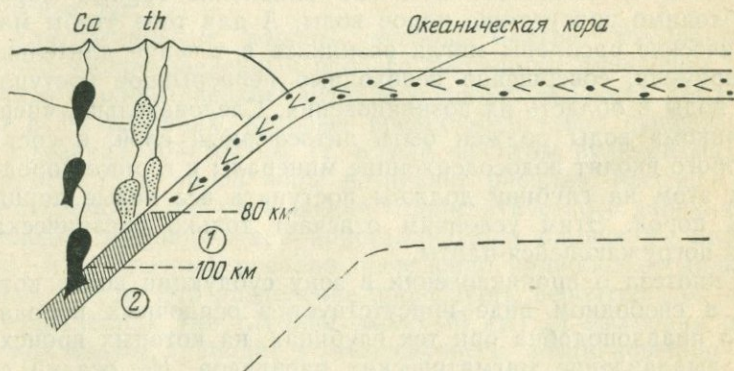


Рис. 5.8. Формирование магматических расплавов в зоне субдукции. 1 и 2 — уровни формирования расплавов, описанные в тексте; th — толеитовая серия; Ca — щелочноземельная серия ([101], с упрощениями).

плиты и подъем мантийных диапиров. Дифференциация магмы (происходящая при проникновении расплавов на меньшие глубины) благодаря главным образом кристаллизации оливина приводит к возникновению пород *толеитовой серии*, которые известны во многих вулканических дугах и расположены обычно в непосредственной близости от линии вулканического фронта.

Вторая стадия (известково-щелочной магматизм). В результате развивающегося процесса дегидратации серпентинитов в приповерхностной части поддвигающейся океанической плиты (100—300 км) поддерживается высокое давление паров воды. Когда температура превысит 750 °С, кварцевые эклогиты, входящие в состав океанической коры, в интервале глубин 100—150 км подвергаются частичному плавлению.

По мере того как происходит подъем магматических расплавов и уменьшаются температура и давление, процентное содержание калия в них возрастает, а железа уменьшается, что связано с кристаллизацией пироксена и граната. В конечном итоге этот процесс приводит (уже в приповерхностных условиях) к возникновению пород *известково-щелочной серии*.

Проблема обогащения горных пород калием. Происхождение щелочных пород и «шошонитов» представляет для петрологов серьезную проблему. До самого последнего времени их чаще всего рассматривали в качестве крайних членов единого ряда, который включает в себя также толеиты и известково-щелочные породы. Но результаты геохимических исследований приводят к мысли, что эти породы имеют иные источники магмы. И надо сказать, что в настоящее время все же не существует удовлетворительной модели, объясняющей генезис щелочных пород.

Причины пространственных вариаций содержания калия в горных породах. Увеличение процентного содержания K_2O в лавах по мере удаления вулканов от вулканического фронта объясняется двумя различными процессами:

1. Нарастающим процессом частичного плавления вещества океанической коры субдуцирующей плиты и высвобождением калия из ряда минералов (например, флогопита) по мере их преобразования.

2. Процессом дифференциации магмы под вулканическими дугами в результате фракционирования (кристаллизация пироксена может, в частности, вызвать обогащение остаточного расплава K_2O).

е. Выводы. **Формирование новой континентальной коры.** Многие явления, связанные с преобразованием вещества земной коры, еще не нашли удовлетворительного объяснения, но уже сейчас можно сказать, что формирование магматических расплавов в зоне конвергенции литосферных плит способствует образованию земной коры за счет переработки пород мантийного слоя:

— либо прямо, благодаря частичному плавлению перидотитов надвигающейся плиты;

— либо косвенно, благодаря частичному плавлению вещества океанической коры субдуцирующей плиты — коры, которая была сформирована в осевых зонах срединно-океанических хребтов.

На определенной глубине в погружающейся плите образуется магматический расплав; после его отделения остается тугоплавкий остаток (рестит), который проникает в астеносферу. Это приводит к *неравновесной дифференциации*, наиболее важным геологическим следствием которой является утолщение земной коры или даже образование нового корового слоя, если субдукция осуществляется в зоне конвергенции двух океанических плит (гл. 4). Этот вывод чрезвычайно важен, так как из него следует, что тектоника плит не только объясняет, как в зонах раздвижения литосферных плит зарождается новая океаническая кора, но равным образом позволяет понять и механизм *формирования континентальной коры* в зонах конвергенции плит. Наиболее важным для геологов процессом является все-таки процесс новообразования

именно континентальной коры, поскольку она обычно остается на поверхности земли, тогда как океаническая литосфера в зонах субдукции «поглощается», исчезая из поля зрения геологов.

3. Метаморфизм

а. Типы регионального метаморфизма. Данные экспериментов и полевых исследований позволяют выделить три главных типа метаморфизма в зависимости от РТ-условий, существующих в момент формирования метаморфических пород: метаморфизм низких давлений, метаморфизм высоких давлений и промежуточный тип метаморфизма, характеризующийся умеренными давлениями.

Метаморфизм низких давлений (НД) приводит прежде всего к формированию горных пород с андалузитом — минералом, нестабильным при давлениях выше 5 кбар

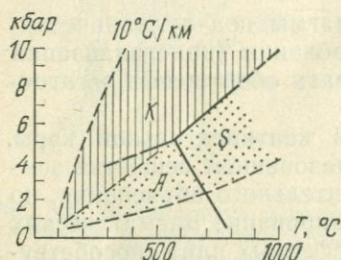


Рис. 5.9. Зона стабильности минералов, характерных для метаморфизма умеренных давлений (K) и низких давлений — высоких температур (A—S): K — дистен; S — силлиманит; A — андалузит [91].

(рис. 5.9). В природе этот тип метаморфизма проявляется только в высокотемпературных условиях, что объясняется высоким региональным геотермическим градиентом (более 25 °C на километр). В этом случае говорят о термальном метаморфизме, но лучше называть его метаморфизмом низких давлений — высоких температур (НД — ВТ). Тепло, необходимое для метаморфических преобразований этого типа, может поступать в результате простой конвекции, но чаще повышение температуры связано с миграцией магмы и флюидных растворов, которые являются носителями больших запасов тепловой энергии. Вот почему метаморфические породы этого типа часто находятся в ассоциации с гранитными и гранодиоритовыми интрузиями.

Метаморфизм высоких давлений (ВД) (метаморфизм фации голубых сланцев) характеризуется появлением в породе глаукофана и жадеита — минералов, неустойчивых при температуре выше 100—300 °C в зависимости от давления (рис. 5.10). Метаморфизм высоких давлений является, следовательно, одновременно и метаморфизмом низких температур (ВД — НТ). В природных условиях вещественные преобразования этого типа могут иметь место только в том случае,

если геотермический градиент не превышает 10°C на километр.

Эти две разновидности метаморфических процессов занимают на диаграммах четко обособленные области, различающиеся по условиям давлений и температур. Между ними лежит область метаморфизма средних давлений (*метаморфизм промежуточного типа*). Для метаморфизма умеренных давлений характерны появление дистена (кианита) и отсутствие минералов ВД — НТ (геотермический градиент равен приблизительно 25°C на километр).

б. Распределение давлений и температур и метаморфизм в зонах конвергенции литосферных плит. Совершенно очевидно,

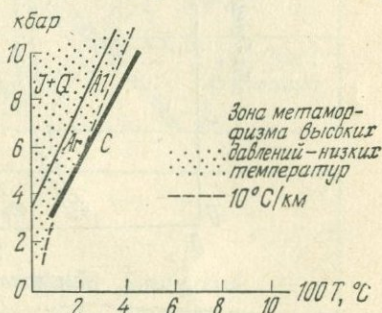


Рис. 5.10. Зона стабильности минералов фации высоких давлений — низких температур [91].

что провести прямые измерения давлений и температур в зонах субдукции невозможно. Но распределение температур в литосфере может быть вычислено из значений теплового потока, измеренного на поверхности земли (разд. 1). Что касается давлений, то они подсчитываются из предположения, что давление есть функция нагрузки вышележащих горных масс.

С другой стороны, петрологи, основываясь на данных, полученных при экспериментальных исследованиях, предложили для каждой из метаморфических фаций определять поле стабильности, ограниченное определенными значениями давлений и температур (рис. 5.11). Следовательно, используя «модель» распределения давлений и температур в зоне субдукции, можно в пределах и надвигающейся, и погружающейся плит выделить участки, где должны были бы происходить метаморфические процессы, и предсказать тип метаморфизма (рис. 5.12). Естественно, что правомерность таких построений зависит в первую очередь от выбранной модели, каждая из которых в значительной степени гипотетична, тем более что перенесение результатов экспериментальной петрологии на объяснение природных явлений всегда связано со значительными трудностями.

Область проявления метаморфизма высоких давлений — низких температур (фация голубых сланцев). Для того чтобы за счет альбита возникла минеральная ассоциация

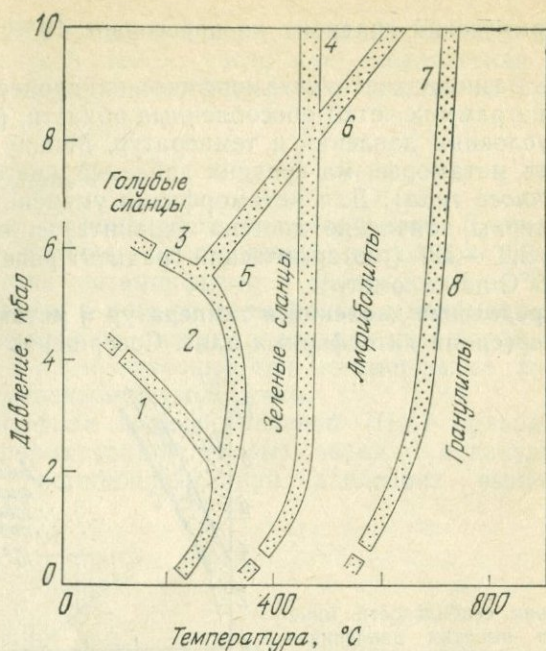


Рис. 5.11. Распределение фаций метаморфизма в зависимости от давлений и температур. 1 — цеолитовая фация; 2 — пренит-пумпеллитовая фация; 3 — фация голубых сланцев; 4 — эклогитовая фация; 5 — фация зеленых сланцев; 6, 7 — амфиболитовая фация; 8 — гранулитовая фация [67].

жадеит — кварц (рис. 5.10), необходимы значительные давления, и на модели место проявления высоких давлений — низких температур в зоне субдукции располагается на глубине около 15 км или несколько больше. Метаморфизму подвергаются в этом случае образования океанической коры, принадлежащие погружающейся плите, и породы наиболее глубоких частей аккреционной призмы (океанические осадки, турбидиты, зеленые сланцы). В пределах надвигающейся плиты температура, напротив, выше той, при которой возможно формирование минералов высоких давлений.

Следовательно, для того чтобы голубые сланцы оказались в зоне, доступной прямому наблюдению, необходимы тектонические движения большой амплитуды, а именно:

1. Вертикальные движения, обусловленные изостатическим выравниванием и возникающие в момент ослабления или полного затухания процесса субдукции (гл. 4). Однако маловероятно, чтобы это явление вызвало воздымание с амплитудой в 15 км.

2. Одновременные вертикальные и горизонтальные перемещения горных масс, вызванные столкновением литосферных плит (гл. 6).

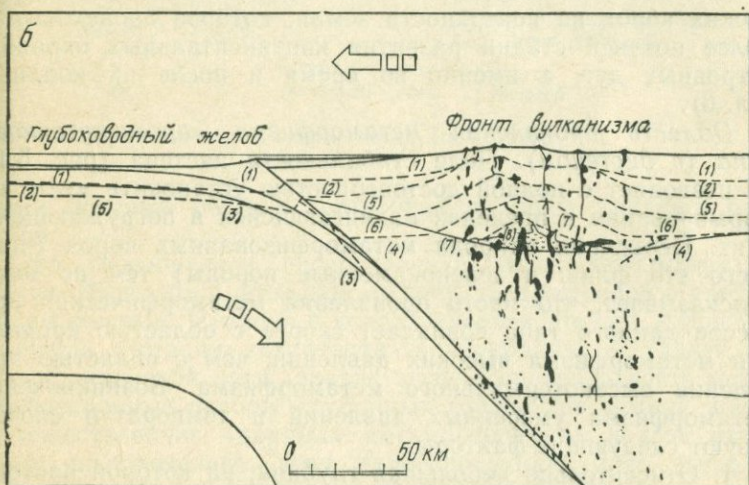
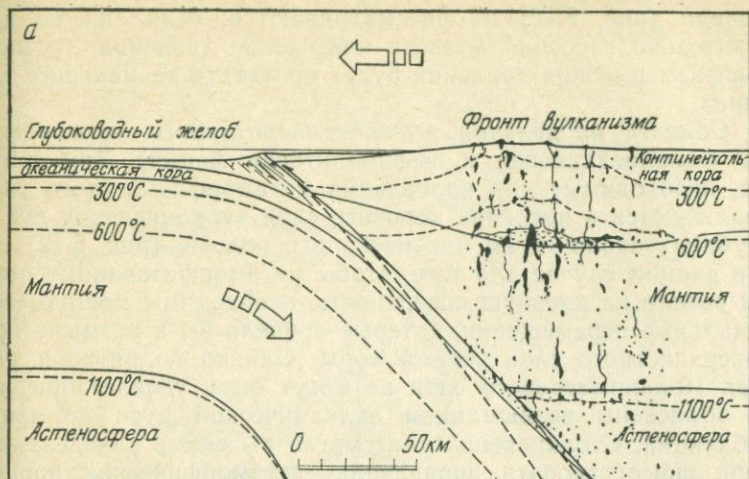


Рис. 5.12. Модель, объясняющая возможное распределение фаций метаморфизма в зонах конвергенции литосферных плит. *а* — распределение температур в зоне конвергенции литосферных плит; *б* — пространственное распределение фаций метаморфизма в зоне конвергенции литосферных плит. 1 — цеолитовая фация; 2 — пренит-пумпеллиитовая фация; 3 — фация голубых сланцев; 4 — эклогитовая фация; 5 — фация зеленых сланцев; 6, 7 — амфиболитовая фация; 8 — гранулитовая фация [67].

Из вышесказанного следует, что голубые сланцы в пределах континентальных окраин и активных островных дуг, по-видимому, недоступны для прямого наблюдения, но к обсуждению этого вопроса мы вернемся в следующей главе. Здесь же необходимо отметить, что давления, связанные со сжатием в зоне столкновения литосферных плит, в представленной

модели (рис. 5.12) не рассматриваются; если сжатие действительно способно вызвать повышение давления, то метаморфизм высоких давлений будет протекать на меньших глубинах.

Область проявления высокотемпературного метаморфизма (зеленосланцевая и амфиболитовая фации). Температуры, необходимые для проявления метаморфизма этого типа, реализуются в пределах корового слоя вулканических дуг на глубинах около 10 км или несколько больше (рис. 5.12). Но и в данном случае для того, чтобы метаморфизованные породы вышли на дневную поверхность, необходимы мощные вертикальные перемещения, которые привели бы к размыву приповерхностного слоя земной коры. Однако поднятие и размыв 10-километрового слоя не могут быть удовлетворительно объяснены воздыманием вулканической дуги во время субдукции. Столкновение плит могло бы еще в определенной мере способствовать проявлению метаморфических процессов, но оно не в состоянии объяснить появление метаморфических пород на поверхности земли, которое происходит на более поздней стадии развития континентальных окраин и островных дуг; а именно во время и после их коллизии (гл. 6).

Область проявления метаморфизма «промежуточного» типа (с дистеном). Поле стабильности дистена (рис. 5.10) не позволяет с полной достоверностью установить место его формирования в пределах надвигающейся и погружающейся плит. Первичная природа метаморфизованных пород (чаще всего это флиш и зеленокаменные породы) тем не менее подсказывает, что место проявления метаморфических процессов данного типа совпадает скорее с областью проявления метаморфизма высоких давлений, чем с областью проявления высокотермального метаморфизма. Возникновению метаморфизма умеренных давлений и температур способствуют следующие факторы:

1. Относительно небольшая глубина, на которой протекают метаморфические процессы.

2. Относительно высокая температура, свойственная породам погружающейся плиты и обусловленная ее «молодостью» (в том случае, если субдуцируется недавно сформированная и, следовательно, еще не охлажденная литосфера).

в. Региональный контроль и парные метаморфические пояса. Японские геологи установили, что разновозрастные породы, принадлежащие различным метаморфическим фациям, формируют протяженные парные «пояса», ориентированные параллельно главным структурным линиям (рис. 5.13). Ближе к океану обычно расположен пояс метаморфических пород высоких давлений, а со стороны континента находится пояс метаморфических пород высокотемпературного типа, связанный нередко с зонами магматической активности. Между

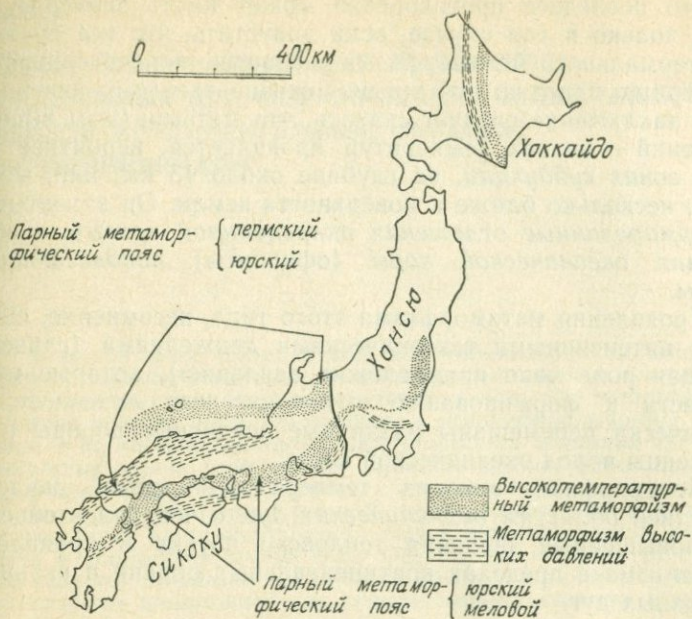


Рис. 5.13. Парные метаморфические пояса Японии [91].

этимися поясами обычно протягиваются зоны крупных разломов.

Это своеобразное распределение типов метаморфизма можно объяснить с помощью модели, предложенной в предыдущем разделе. Начиная с конца палеозоя Япония, вероятно, пережила и стадию континентальной окраины, и стадию активной островной дуги. Эрозия вывела на поверхность метаморфизованные породы глубинных горизонтов земной коры. И существование «парных» метаморфических поясов отражает, следовательно, зону палеосубдукции: пояс высоких давлений соответствует древней аккреционной призме, пояс высоких температур — вулканической дуге.

Тем не менее данная интерпретация не свободна от недостатков:

1. Даже для территории Японии нет уверенности в том, что метаморфические пояса сформированы по действительно разновозрастным породам.

2. Чаше всего пояс высоких давлений не имеет соответствующих эквивалентов в высокотемпературных фациях.

3. И, наконец, в процессе субдукции вулканическая дуга испытывает воздымание, тогда как высокотемпературный метаморфизм охватывает в пределах складчатых хребтов осадочные серии большой мощности, что заставляет предполагать значительное опускание.

Это последнее противоречие может иметь значение, однако, только в том случае, если допустить, что все проявления термального метаморфизма связаны с конвергенцией литосферных плит, но это предположение заведомо неверно.

В заключение следует сказать, что метаморфизм высоких давлений — низких температур проявляется, вероятнее всего, в зонах *субдукции*, на глубине около 15 км, или, может быть, несколько ближе к поверхности земли. Он захватывает *деформированные отложения аккреционной призмы и образования океанической коры (офиолиты) поддвигающейся плиты*.

Проявления метаморфизма этого типа, несомненно, связаны с интенсивными тектоническими движениями (главенствующая роль явно принадлежит давлению), которые могут привести к формированию «*тектонического меланжа*», где хаотически перемешаны различные осадочные породы и оторженцы пород океанической коры.

Метаморфизм высоких температур — низких давлений свойствен *областям вулканических дуг*, о чем свидетельствуют повышенные значения теплового потока и проявления вулканизма в пределах континентальных окраин и активных островных дуг.

Тем не менее не следует распространять эту модель на интерпретацию всех вообще метаморфических процессов, считая, что они связаны только с процессами палеосубдукции. Весьма вероятно, что и другие процессы, особенно связанные с коллизией (гл. 6), могут привести к сходным вещественным преобразованиям горных масс.

(Литература — см. с. 151)

СТОЛКНОВЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ И ОСТРОВНЫХ ДУГ. ФОРМИРОВАНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛИ

В первой части (разд. 1) этой заключительной главы описаны процессы и явления, связанные со столкновением континентальных масс и (или) островных дуг. Рассмотрены такие явления, как метаморфизм, становление покровов основания (включая и офиолитовые покровы), выдавливание и расплющивание горных масс в пределах островных дуг и континентальных окраин, орогенические движения (формирование горного рельефа и молассовых впадин) и др.

Во второй части главы (разд. 2) модель, основанная на теории литосферных плит, противопоставляется старой геосинклинальной модели развития и становления земной коры. Обе модели, несмотря на существенные различия, описывают тем не менее очень сходные явления, что открывает широкие возможности для развития палеоокеанологии (разд. 3).

1. Столкновение литосферных плит и связанные с ним геологические явления

Субдукция обусловлена прежде всего различием в плотности вещества литосферы и астеносферы (гл. 1 и 4). «Проникновение» литосферной плиты в астеносферу возможно только в том случае, если средняя плотность вещества литосферы будет больше, чем плотность вещества астеносферы. Океаническая плита, следовательно, может погрузиться в астеносферный слой. При обратном соотношении плотностей литосферная плита остается на поверхности земли, что характерно для континентальных плит с мощной и относительно легкой корой.

В то же время большинство литосферных плит соответствует сегментам, включающим и океаническую, и континентальную литосферу (гл. 1). Неизбежным результатом их сближения является, следовательно, и сближение континентальных масс. В тот или иной момент геологической истории континентальная кора одной из плит достигает океанического желоба, и в принципе именно в этот момент должно произойти *столкновение* (collision) двух континентальных блоков (островных дуг) и прекратиться субдукция.

а. Становление покровов основания. В реальных условиях процесс конвергенции литосферных плит не прекращается в момент непосредственного соприкосновения пассивной окраины с активной окраиной или с островной дугой. В пе-

риод, предшествующий полному прекращению субдукции, континентальная кора одной плиты может частично погрузиться под континентальную или океаническую кору другой. В то же время столкновение двух континентальных плит, по видимому, может вызвать надвигание одной плиты на другую и привести к образованию так называемых *покровов основания*, шарьированных на континентальную кору.

Согласно этой схеме — а ее в настоящее время придерживается большинство геологов и геофизиков, — состав и строение шарьированных пород фундамента находятся в прямой зависимости от строения литосферы в краевой части надвигающейся плиты. Если надвигается океаническая плита, то в результате столкновения формируются покровы офиолитов¹. И напротив, если край надвигающейся плиты сложен сиалической корой, то тот же самый механизм приводит к образованию *покровов, сложенных породами континентального цоколя*.

Покровы основания в большей своей части состоят из пород корового слоя, но нередко в их строении принимают участие и породы мантийного происхождения (перидотиты). Тем не менее очевидно, что в процесс шарьирования вовлечены только породы верхних горизонтов литосферы, которые, как приходится думать, отслоились от залегающих ниже горизонтов в процессе коллизии литосферных плит. И следовательно, поверхность срыва следует искать где-то внутри мантии. Существование такой поверхности подтверждается и данными сейсмологии (разд. б. с. 21). Напомним, что литосферный слой делится на два этажа «слоем пониженных скоростей», который многими геофизиками интерпретируется как зона серпентинизированных перидотитов. Серпентиниты — очень пластичные породы, и если они действительно образуют протяженный слой, то безусловно должны способствовать расслоению литосферы на уровне «кора — мантийная подложка коры» и срыву верхних горизонтов относительно нижележащих. Тангенциальные напряжения, проявляющиеся в период столкновения плит, могут в этих условиях привести к возникновению покровов основания, сложенных одновременно и кристаллическими коровыми породами, и породами мантийного происхождения.

Теоретически могут существовать три типа покровов основания.

¹ Явление шарьирования океанической коры на континентальную нередко определялось термином «обдукция». Согласно первоначальному значению термина, обдукция является, по всей видимости, следствием субдукции, так как в этом случае речь идет о шарьировании океанической коры и мантии на континентальную окраину или на активную островную дугу вне прямой связи с процессом столкновения плит. Но в настоящее время мы не знаем на Земле проявлений обдукции в таком понимании и, исходя из этого, полагаем, что термин «обдукция» лучше вообще изъять из употребления.

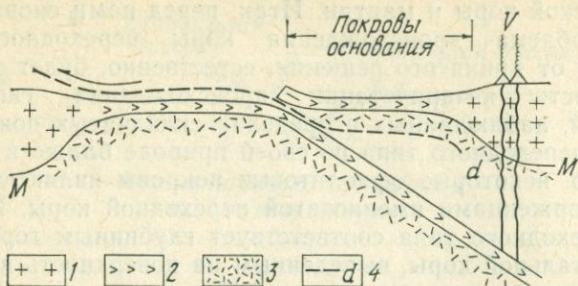


Рис. 6.1. Схема, поясняющая становление покровов основания. 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — верхние горизонты мантии; 4 — зона расслоения (серпентиниты); М — Мохо; V — вулканическая дуга. На данной стадии покровы основания, сложенные оphiолитами, еще не надвинуты на континентальную кору.

Оphiолитовые покровы. Схема формирования оphiолитовых покровов изображена на рис. 6.1. До начала столкновения литосферных плит породы фундамента в области, расположенной между океаническим желобом и вулканической дугой, могут иметь океаническую природу. В процессе сближения двух плит океаническая кора и верхние горизонты мантии, которые слагают край надвигающейся плиты, шарьрируются на континентальную кору субдуцирующей плиты с образованием оphiолитовых покровов значительной мощности. Именно таким образом формируются, вероятно, грандиозные оphiолитовые покровы, известные в пределах различных складчатых поясов и на некоторых островах Тихого океана. Можно видеть, что такая интерпретация предполагает полное прекращение конвергенции литосферных плит сразу же после этапа шарьрирования. Последнее происходит практически одновременно с началом коллизии (столкновения литосферных блоков) и соответствует главной фазе тектогенеза данной территории.

Покровы, сложенные породами коры переходного типа. При преобразовании пассивных окраин в активные (разд. 6, с. 80) кора переходного типа, которая раньше соответствовала, как показывает ее название, зоне перехода от континента к океану, по-видимому, сохраняется во фронтальной части надвигающейся плиты. Эта своеобразная кора, унаследованная от предшествующей стадии развития континентальной окраины, во время субдукции занимает позицию, аналогичную той, которую занимает океаническая кора, располагающаяся в краевой части надвигающихся плит (рис. 6.1 и 4.18). При столкновении плит породы фундамента древней пассивной окраины и подстилающие их перидотиты теоретически могут принимать участие в формировании покровов основания. Механизм становления этих покровов будет сходен с описанным выше механизмом шарьрирования пород

океанической коры и мантии. И так, перед нами снова возникает проблема происхождения коры переходного типа (гл. 2), и от принятого решения, естественно, будет зависеть корректность интерпретации происхождения гигантских шарьяжей, наблюдаемых в пределах складчатых поясов. Если кора переходного типа по своей природе ближе к океанической, то некоторые офиолитовые покровы являются, вероятно, отторженцами именно этой переходной коры. Если же кора переходного типа соответствует глубинным горизонтам континентальной коры, выведенным на поверхность в результате процесса растяжения (рис. 2.17), то ей могли бы соответствовать покровы, сложенные гранулитами и ассоциирующимися с ними ультрабазитами. Такие породы описаны во



Рис. 6.2. Шарьирование океанической литосферы в пределах Новой Каледонии и Новой Гвинеи (покровы сложены породами офиолитового комплекса). М — Мохо [61].

многих складчатых поясах (зона Ивреа в Западных Альпах, Калабрийская дуга в Южной Италии, Бетская кордильера, Марокканский риф, Пиренеи и др.).

Покровы, сложенные породами типичной континентальной коры. Эта разновидность покровных структур формируется в том случае, если субдуцирующая плита поддвигается под мощную сиалическую кору, как это происходит, например, вдоль активных окраин андского типа.

б. Метаморфизм и закономерности его проявления. Породы надвигающейся плиты в зоне субдукции подвергаются только высокотемпературному метаморфизму (гл. 5). Покровы основания, принадлежащие этой плите, в принципе не могут быть захвачены метаморфизмом фации высоких давлений — низких температур, разве что только в самом их основании. Область проявления значительных давлений и относительно низких температур совпадает с нижними горизонтами аккреционной призмы и с той зоной погружающейся плиты, которая тектонически перекрыта покровами надвигающегося кристаллического цоколя. В результате этого образуются, как говорят геологи, относительный автохтон (континентальная кора погружившейся плиты) и осадочное ложе тектонических покровов (реликты пород раздавленной аккреционной призмы), которое может быть представлено толщами голубых сланцев.

В рамках одной главы невозможно перечислить все ситуации, которые могут возникнуть при образовании складчатых поясов, но повсеместно породы фации высоких давлений залегают под покровами основания — это наиболее обычная их

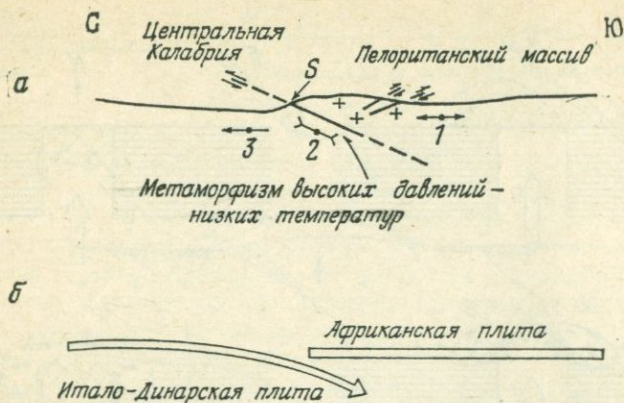


Рис. 6.3. Калабрийская «сутура». а — схематический профиль; б — интерпретация. Покровы основания сложены породами гранитно-метаморфического слоя. S — сутура; 1 — область растяжения юрского возраста (базальты, тыловой бассейн?); 2 — область сжатия мелового — эоценового возраста и метаморфизма высоких давлений — низких температур; 3 — область растяжения позднемелового возраста (щелочные базальты), связанного, вероятно, с изгибом погружающейся плиты [66].

позиция (рис. 6.2 и 6.3). Но случается — и в этом нет ничего удивительного, — что породы, слагающие основание покровов, также метаморфизованы в условиях фации голубых сланцев. Распределение метаморфических фаций, теоретически предсказанное теорией литосферных плит, сходно с распределением метаморфических фаций на континенте. И это соответствие позволяет нам снова вернуться к дискуссии, начатой в гл. 5: на какой глубине возможно возникновение толщ голубых сланцев в зоне субдукции? Если 15 км, которые дают геофизики, то не слишком ли это много? Известно, что мощность офиолитовых покровов не может превышать мощности океанической коры (7 км) и ее мантийной подложки (самое большее — несколько километров), т. е. мощность офиолитовых покровов не может быть более 10 км. А ведь породы фации голубых сланцев обнажаются из-под покровов во многих регионах мира, во всяком случае тогда, когда тектонические движения и эрозия выводят породы автохтона на дневную поверхность. Из этого следует, что метаморфизм высоких давлений, вероятно, может проявляться в зонах субдукции и на глубинах менее 10 км. В этом случае для вывода голубых сланцев на дневную поверхность был бы необходим значительно меньший размыв, чем это диктуется современными геофизическими моделями.

в. «Выдавливание» и расплющивание горных масс в зонах столкновения континентальных окраин. При сближении двух континентальных плит в соприкосновение приходят прежде всего выступающие их участки, которые играют роль «штампов», тогда как в зонах, где между континентальными мас-

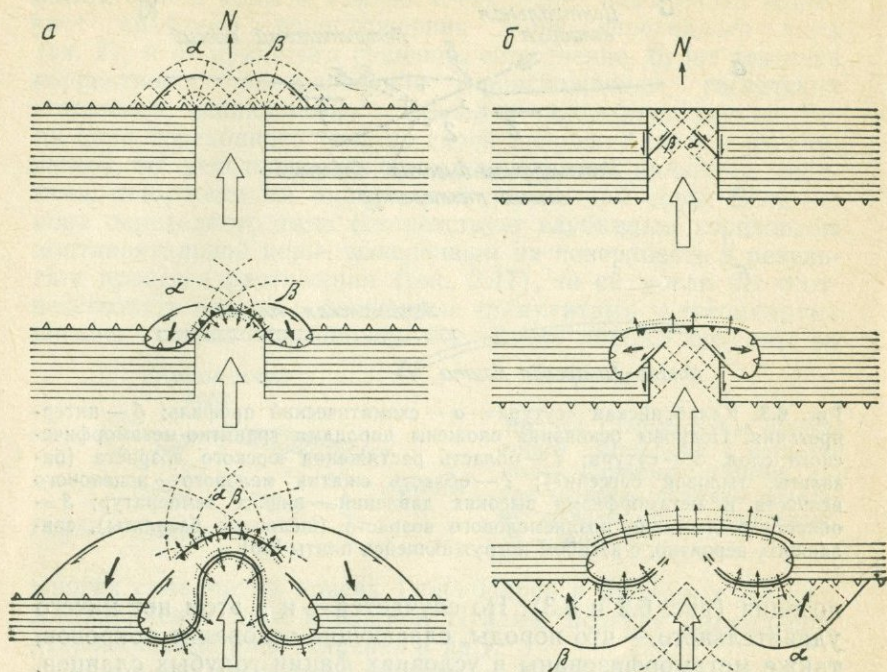


Рис. 6.4. Два типа деформации коры при столкновении континентальных литосферных плит. Светлые зубцы — зоны субдукции; черные зубцы — внутриконтинентальные надвиги и шарьяжи; сплошные линии с односторонними стрелками — сдвиги; точечные линии — складчатые дислокации; пунктир — линии сдвигов (α — правых, β — левых); тонкие стрелки указывают направление вергентности структур; горизонтальная штриховка — океаническая кора; двойные жирные линии — сутурные зоны [108].

сами еще существует пространство с океанической корой, продолжается процесс субдукции. Таким образом, вдоль границ плит могут быть выделены участки, где проявляется интенсивное тангенциальное сжатие (зоны столкновения), и участки, где процесс сближения плит не встречает значительно противодействия (зоны субдукции).

Описанная ситуация могла, вероятно, неоднократно возникать в геологической истории. В настоящее же время она является объектом теоретических рассуждений, которые, однако, способствуют логичному объяснению возникновения сутурных литосферных швов¹. Предложенная на рис. 6.4 схема основана на анализе деформации «мягких» металлов, поведение которых сходно с поведением литосферных блоков.

¹ Сутурный шов соответствует древней (в последующем неактивной) границе двух литосферных плит. Сутура обычно маркируется толщами милонитов и меланжей. Меланж, как правило, сильно переработан, но в нем можно различить фрагменты метаморфических пород (голубых сланцев), которые являются отторженцами образований аккреционной призмы.

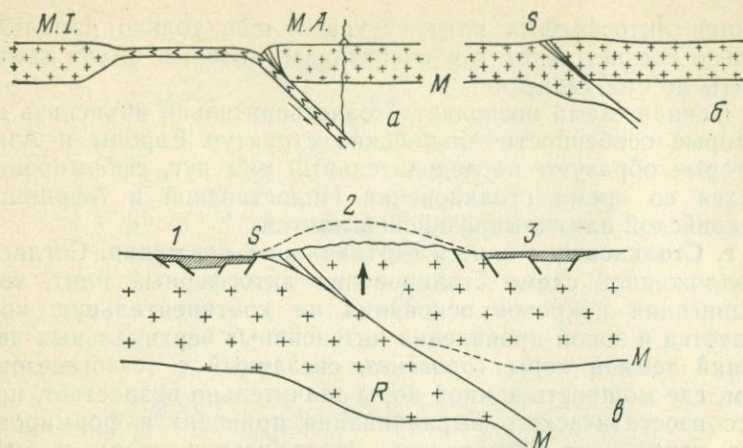


Рис. 6.5. Схема столкновения «континент — континент». *а* — положение зоны субдукции до начала столкновения; *б, в* — формирование складчатой цепи в момент столкновения. 1 — внешний молассовый прогиб; 2 — горный хребет; 3 — внутренний молассовый прогиб; М — Мохо; R — корни гор; М. I. — пассивная окраина; М. А. — активная окраина; S — сутура.

Модель отвечает промежутку времени от начала столкновения плит до полного прекращения процесса их конвергенции. На рис. 6.4 изображены два варианта формирования структуры при столкновении литосферных плит.

1. Выдавливание. Выступ континентальной коры, играющий роль штампа, вдавливается в область распространения горных масс активной континентальной окраины, и в месте столкновения происходит интенсивная деформация пород активной окраины (рис. 6.4, *а*).

2. Раздавливание. Стабильная континентальная окраина подвигается под активную (рис. 6.4, *б*). При этом происходит раздавливание выступа активной окраины.

Можно видеть, что при столкновении более интенсивной деформации всегда подвергается надвигающаяся плита¹. В обоих приведенных выше примерах внутриконтинентальные шарьяжи появляются в пределах именно этой плиты, тогда как вновь возникающие зоны субдукции образуют вторичные дуги. Вот почему после полного прекращения конвер-

¹ Погружающаяся плита также деформируется. Наиболее часто коллизийный процесс осуществляется на границе окраин активного и пассивного типа (рис. 6.5), и внутренняя структура их может быть сильно изменена. Так, сбросы ранних этапов развития обычно преобразуются во взбросы и надвиги. Тектонические чешуи, запрокинутые в сторону форланда, соответствуют, вероятно, блокам кристаллического фундамента, которые были первично опущены и запрокинуты в период рифтогенеза, предшествующего стадии континентальной окраины. Такая схема объясняет и соответствие структурных единиц сжатия, возникающих на поздних стадиях развития, палеогеографическим зонам, зарождение которых связано с начальными движениями растяжения.

генции литосферных плит сутурный шов только приблизительно соответствует тем очертаниям, которые имели континенты до столкновения.

Данная схема позволяет удовлетворительно объяснить некоторые особенности альпийских структур Европы и Азии, которые образуют последовательный ряд дуг, сформировавшихся во время столкновения Индостанской и Африкано-Аравийской плит с Евразийской плитой.

г. Столкновение плит и вертикальные движения. Согласно предложенной схеме столкновения литосферных плит, зона надвигания покровов основания на континентальную кору является и зоной проявления интенсивных вертикальных движений земной коры (*орогенез*, связанный с тектогенезом). Там, где мощность земной коры значительно возрастает, процесс изостатического выравнивания приводит к формированию *корней гор* (поверхность Мохо погружается), и одновременно на поверхности земли возникает ярко выраженный *горный рельеф*. В процессе роста горы подвергаются размыву и разрушению, что в результате изостатического выравнивания вызывает новое поднятие. Процесс идет до тех пор, пока кора не приобретет свою нормальную толщину (30—40 км). Разрушение молодых горных хребтов приводит к формированию мощных толщ осадочных пород (молассовых отложений) и появлению на поверхности земли все более глубоких горизонтов континентальной коры надвигающейся плиты. В конечном итоге на дневной поверхности могут оказаться породы самых глубоких частей земной коры и даже верхних горизонтов мантии, такие, например, как гранулиты и ультрабазиты. Мы уже видели, что появление гранулит-базитового комплекса связано с формированием коллизионных складчатых цепей. Но в первом случае появление этих пород связано с шарьированием коры переходного типа, которое всегда происходит до начала геосинклинального осадконакопления (утоненная континентальная кора подстилает флишевые отложения), тогда как во втором случае породы основания сиалической коры появляются на дневной поверхности только во время шарьирования и после интенсивного размыва.

Параллельно горной цепи закладываются два молассовых прогиба, в которых происходит накопление продуктов разрушения гор (молассовые отложения). Внутренний молассовый прогиб располагается в пределах древней погружающейся плиты. Внешний прогиб закладывается по другую сторону выходов инфракрустальных образований, уже в пределах надвигающейся плиты.

Движение блоков по системе сбросов, окаймляющих молассовые бассейны, соответствует дифференциальным движениям земной коры: поднятию в зоне хребтов и опусканию в зоне молассовых бассейнов. Прогибание молассовых впадин

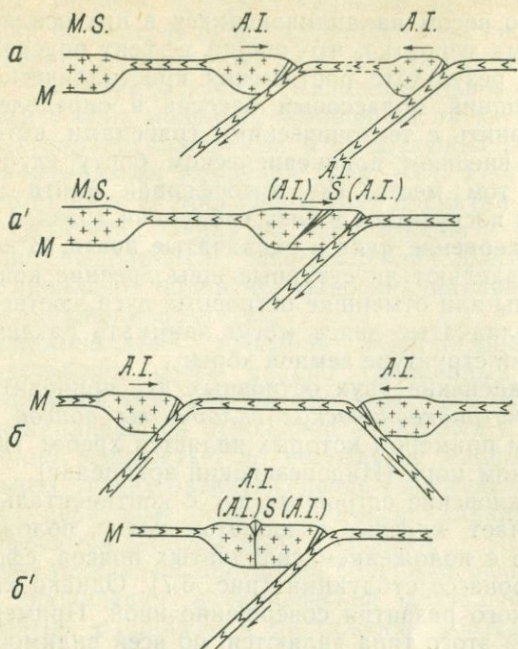


Рис. 6.6. Схема столкновения «островная дуга — островная дуга». А. I. — островная дуга; М. S. — пассивная окраина; S — сutura; М — Мохо.

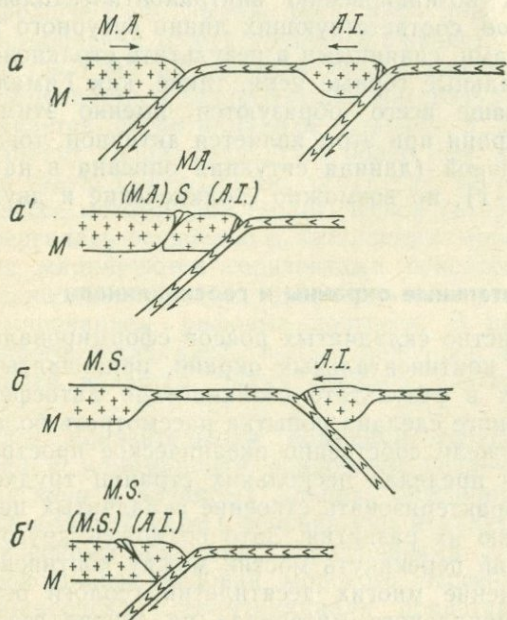


Рис. 6.7. Примеры столкновения «островная дуга — активная континентальная окраина». М. А. — активная окраина; А. I. — островная дуга; S — сutura; М — Мохо.

обусловлено весом накапливающихся в них осадков. Тем не менее весьма вероятно, что общий эффект опускания усиливается и в результате растяжения кристаллического фундамента. Внешний молассовый бассейн в определенной мере можно сравнить с тектоническими грабенами, которые образуются на внешнем приокеаническом борту глубоководного желоба в том месте, где литосферная плита изгибается, прежде чем погрузиться в зону субдукции (разд. 1, с. 84).

д. Столкновение плит и складчатые пояса. В зависимости от того, разделяют ли сутурные швы древние континентальные окраины или отмершие островные дуги, соответствующие сутурам складчатые пояса могут занимать различную позицию в общей структуре земной коры:

1. Столкновение двух островных дуг приводит к возникновению *внутриокеанических складчатых поясов* (рис. 6.6), прекрасным примером которых является хребет Таланг-Майо в Молуккском море (Индонезийский архипелаг).

2. Столкновение островных дуг с континентальной окраиной порождает *краевые складчатые пояса*, положение которых сходно с положением складчатых поясов, сформировавшихся в процессе субдукции (рис. 6.7). Однако характер их геологического развития совершенно иной. Примером складчатых цепей этого типа являются, по всей видимости, хребты Калифорнии.

3. И наконец, столкновение двух континентальных окраин приводит к возникновению *внутриконтинентальных складчатых поясов*, соответствующих линии сутурного шва между двумя плитами, спаянными в результате столкновения. Трансконтинентальные горные цепи, такие, как Гималаи, Альпы, Пиренеи, чаще всего образуются именно этим способом. Одна из окраин при этом является активной, тогда как другая — пассивной (данная ситуация описана в начале главы в разд. а — г), но возможно столкновение и двух активных окраин.

2. Континентальные окраины и геосинклинали

Большинство складчатых поясов сформировалось на месте древних континентальных окраин, приподнятых и деформированных в результате столкновения литосферных плит. В данной книге сделана попытка рассмотреть более широкую область, нежели собственно океаническое пространство, тем не менее в пределах нескольких страниц трудно в полном объеме охарактеризовать строение складчатых цепей и показать историю их развития. Зато возможен другой «подход», позволяющий перекинуть мостик между континентом и океаном. В течение многих десятилетий геологи осуществляли синтез регионального материала на основе геосинклинальной «модели», которая хорошо соответствовала наблюдае-

мым фактам. Модель геосинклинального развития внешне весьма далека от модели развития складчатых систем, предложенной теорией литосферных плит. Однако представляется интересным сопоставить схему геосинклинального развития с «актуалистической» моделью, основанной на изучении континентальных окраин, описанных в предыдущих разделах.

а. Геосинклинальная «модель» (рис. 6.8). Геосинклиналь в целом состоит из двух прогибов и двух поднятий. От континентальной суши (форланда) по направлению к океану последовательно выделяются: миогеосинклинальный прогиб, миогеоантиклинальное поднятие, эвгеосинклинальный прогиб и эвгеоантиклинальное поднятие.

Миогеосинклинальные прогибы. Миогеосинклинальный прогиб представляет собой сильно удлинённый (порядка 1000 км по длинной оси при ширине около 200 км) бассейн, в котором накапливаются отложения *неритовых и гемипелагических* фаций мощностью до нескольких километров. На заключительных этапах развития, после тектогенеза, во внутренних зонах неритовые осадки миогеосинклинального прогиба перекрываются флишем (турбидитами).

Миогеосинклинальный прогиб не содержит офиолитов, но отмечаются проявления вулканической деятельности, связанной, вероятно, с процессом растяжения континентальной коры.

Миогеоантиклинальные поднятия. Миогеоантиклинальное поднятие может соответствовать либо подводной возвышенности (морфологическое выражение), либо зоне сокращённого осадконакопления (структурное выражение).

1. В качестве примера морфологически выраженной подводной возвышенности в геологической литературе наиболее часто упоминается *геоантиклиналь Гаврово* в Динаридах. Она представляет собой вытянутую более чем на 1000 км относительно узкую (100—150 км) структуру, территория которой в процессе мезозойской геологической истории неоднократно подвергалась осушению и затоплению морем. Периоды осушения маркируются горизонтами бокситов; периоды морского осадконакопления (кстати, очень мелководного) отмечены формированием рифовых построек. В целом мощность осадочного чехла здесь весьма невелика, и этот тип геоантиклиналей является, таким образом, областью *опускания*.

2. Наиболее показательным примером геоантиклинальных поднятий с маломощным осадочным чехлом является *Бриансонская зона* в Западных Альпах. Осадочные отложения в ней (по крайней мере в верхней юре и мелу) представлены пелагическими фациями, характерными для относительно глубоководных условий морского бассейна. Толщи осадков Бриансонской геоантиклинали представлены или конденсированными (результат крайне медленного осадко-



Рис. 6.8. Схема геосинклинали [54].

накопления), или неполными (хиатус отвечает этапу подводного размыва либо длительному перерыву в поступлении осадочного материала) сериями.

Миогеоантиклинали, таким образом, подразделяются на два типа: первый соответствует неритовой зоне с мощным осадочным чехлом, второй — более глубоководной области и характеризуется маломощным пелагическим осадконакоплением с частыми перерывами. При параллелизации геосинклинальных зон с областями континентальных окраин эти две разновидности миогеоантиклиналей необходимо четко различать, хотя обе они, как одна, так и другая, закладываются на коре континентального типа.

Эвгеосинклиальные прогибы. В основании разреза эвгеосинклинальных прогибов обычно располагаются глубоководные пелагические отложения, нередко полностью лишенные карбонатного материала (радиоляриты и аргиллиты). Но в бассейн поступают и флишевые образования, которые определяют полноту его заполнения. Флишевые отложения представляют собой толщи турбидитов, время от времени перемежающиеся с контуритами.

Природа основания эвгеосинклинальных прогибов точно не известна. Из-за сильной тектонической переработки, которой подвергаются зоны эвгеосинклинальных прогибов после периода осадконакопления, никогда нельзя быть уверенным в том, что кристаллические породы, которые пространственно связаны с флишем, действительно являются оторженцами фундамента эвгеосинклинального прогиба. Иногда создается впечатление, что фундамент явно континентальный, но в ряде случаев появляются офиолиты, которые ранее рассматривались как эффузивные породы (рис. 6.8), а сейчас считаются аналогами коры океанического типа. Впрочем,

эвгеосинклинальные прогибы, возможно, закладываются и на океанической, и на континентальной коре.

Эвгеоантиклинальные поднятия. О существовании эвгеоантиклинальных поднятий свидетельствуют особенности состава и направления сноса обломочного материала, накапливающегося в пределах эвгеосинклинального прогиба. Анализ этих факторов указывает на то, что в тылу эвгеосинклинальных прогибов существуют поднятия с корой континентального типа.

Интерниды. Интерниды представляют собой пару эвгеосинклиналь — эвгеоантиклиналь. В процессе геологического развития эти зоны раньше других подвергаются тектонической компрессии. Наиболее ранние движения начальной фазы проявляются обычно в зоне эвгеоантиклинального поднятия или в пределах внутреннего борта эвгеосинклинали. Позднее (в период главной фазы тектогенеза) формируется складчатая область в собственном смысле слова, и «волна тектогенеза» накатывается в направлении от внутренних зон ко все более и более внешним.

Экстерниды состоят из миогеосинклинального прогиба и миогеосинклинального поднятия. Складчатость в них проявляется с опозданием, в самый последний этап складкообразовательных движений той геосинклинальной области, которой они (экстерниды) принадлежат. По мере продвижения волны тектонических движений в сторону форланда соответственно мигрирует и область флишенакпления. Изначально приуроченная к эвгеосинклинальной зоне, область флишевых отложений с течением времени смещается в сторону внешних зон, захватывая сначала миогеосинклинальное поднятие, а затем и миогеосинклинальный прогиб.

Полярность геосинклинальных систем, наличие которой вытекает из факта миграции тектогенеза от внутренних зон к внешним, находит выражение и в направлении запрокидывания (вергенции) тектонических структур, практически всегда шарьированных в сторону форланда. При последующем сжатии они могут быть запрокинуты в обратную сторону и сформировать ретрошарьяжи.

6. Сравнительный анализ фаций и мощностей геосинклинальных отложений и отложений пассивных континентальных окраин. Сравнение мощностей и фаций осадочных отложений геосинклинальных систем и пассивных континентальных окраин наиболее легко осуществить, если обратить внимание на «ненасыщенные» окраины (рис. 6.9). Максимальные мощности осадочного чехла здесь соответствуют двум зонам: внешней краевой зоне шельфа и области континентального подножия (гл. 2 и 3). Чтобы устранить при этом сравнении влияние рельефа (на большинстве схем влияние это сильно преувеличено), мы допускаем, что морское дно горизонтально (ср. рис. 6.9, а и 6.9, б). Можно видеть, что при таком до-

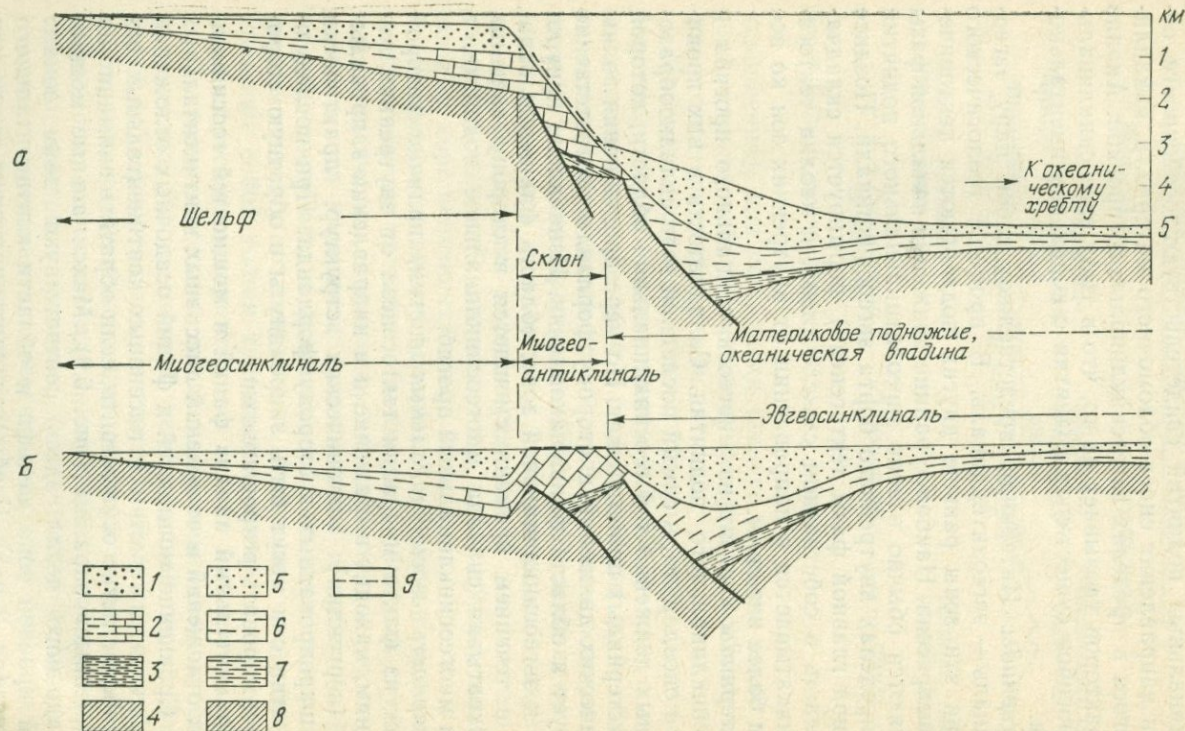


Рис. 6.9. Геосинклиналь и пассивная континентальная окраина. Отчетливо видно соответствие между основными структурными элементами геосинклинали и пассивной континентальной окраины. *а* — схематический профиль через зону «ненасыщенной» континентальной окраины; *б* — та же схема при условии, что морское дно горизонтально. 1 — мергели и известняки; 2 — известняки; 3 — обломочные отложения и эвапориты; 4 — фундамент; 5 — турбидиты и конгуриты; 6 — пелагические отложения; 7 — обломочные отложения и эвапориты; 8 — фундамент; 9 — конденсированные сернистые отложения.

пушении расположение «бассейнов» и «поднятий» в пределах континентальных окраин чрезвычайно сходно с расположением подобных структурных элементов в геосинклиналях:

1. *Строение разреза осадочных отложений шельфа сходно со строением разреза миогеосинклинальных зон* (исключая поздний флиш)¹. В основании залегают континентальные отложения или эвапориты, выше расположены толщи карбонатных пород, обогащенные иногда примесью тонкозернистого обломочного материала (в этом случае образуются мергели и даже аргиллиты).

2. *Барьерные рифы обычно располагаются на внешнем краю шельфа и, вероятнее всего, могут рассматриваться как аналоги геоантиклинальных поднятий типа Гаврово*. В обоих случаях мы имеем дело с областями интенсивного тектонического прогибания; глубина же моря остается постоянной и весьма незначительной, так как рост рифовой постройки компенсирует опускание морского дна.

3. *Континентальный склон ненасыщенных континентальных окраин характеризуется замедленным темпом осадконакопления, и отложения склона сходны с отложениями подводных «поднятий» бриансонского типа*. Для тех и других типичны образование железистых корок и наличие «конденсированных» серий, характерны следы подводного размыва и переотложения, участки выходящих на поверхность морского дна корродированных коренных пород и т. д.

4. *Отложения материкового подножия и абиссальных равнин очень сходны с отложениями эвгеосинклинальных формаций*. Гребневые участки современных океанических хребтов покрыты пелагическими (в ряде мест карбонатными) осадками. При удалении от осевой зоны хребтов и ниже критической глубины карбонатакопления отлагаются радиоляриты и красные глины. В пределах абиссальных равнин, занимающих участки океанического дна с относительно древней и опущенной литосферой, накапливаются отложения мутьевых потоков (турбидиты), которые переслаиваются с пелагическими осадками. И наконец, континентальное подножие — это область накопления мощных толщ турбидитов и контуритов, которые являются, вероятно, аналогами древнего флиша.

в. Фундамент геосинклиналей и континентальных окраин. Фундамент миогеосинклинальных прогибов и поднятий, так же как основание шельфа и материкового склона современных континентальных окраин, представлен *корой континентального типа*. Эвгеосинклинальные области и области мате-

¹ Отсутствие флиша не противоречит общей схеме: флиш образуется во внешних зонах только после деформации внутренних зон, иными словами, на той стадии развития, которой пассивные континентальные окраины к настоящему времени еще не достигли.

рикового подножия, отвечающие зоне перехода от континента к океану, могут располагаться на *коре и океанического, и континентального типа*. Сравнивая строение фундамента пассивных окраин и геосинклинальных систем, мы приходим к выводу об их значительном сходстве. К такому же выводу нас приводит и сравнительный анализ особенностей осадконакопления в этих зонах. Но необходимо еще идентифицировать *эвгеоантиклинальное поднятие*. В геосинклинальных системах это поднятие имеет *сиалический фундамент* и является источником обломочного материала, поступающего во флишевые прогибы. Следовательно, оно не может соответствовать срединно-океаническим хребтам, фундамент которых имеет океаническую природу. Но зато фундамент эвгеосинклинальных поднятий сходен с фундаментом *островных дуг*: сиалический состав, одинаковое положение между субдуцирующей океанической плитой и окраинным морем, сходная конфигурация (вытянутое поднятие, выраженное в рельефе цепью островов).

г. Геосинклинали, активные континентальные окраины и островные дуги: поиски аналогий. Если эвгеосинклинальные поднятия действительно представляют собой аналоги островных дуг (а сравнение с современными дугами подтверждает этот вывод), то возникает вопрос: где же в этом случае мы должны поместить собственно эвгеосинклиналь?

В области окраинного моря? Тогда внешние зоны геосинклинальной системы соответствовали бы приконтинентальному борту этого бассейна, расположенному напротив вулканической дуги.

В пределах субдуцирующей океанической плиты? В этом случае миеогеосинклинальная и миеогеоантиклинальная зоны (экстерниды) должны были бы, вероятно, располагаться в области пассивной окраины, которая приближается к эвгеоантиклинальному поднятию вплоть до момента их столкновения. Эвгеосинклиналь же в этом варианте должна включать в себя не только те образования, которые остаются от исчезнувшего океана (породы офиолитового комплекса), но и осадочные и метаморфические (зеленые сланцы) породы аккреционной призмы, в значительной степени сформировавшейся за счет пород чехла океанической коры.

Обе разновидности эвгеосинклиналей (окраинное море и исчезающий в процессе субдукции океан) могли в геологическом прошлом существовать вместе, как мы это наблюдаем в настоящее время. Но эти два типа эвгеосинклиналей отвечают различным стадиям развития геосинклинальных систем прошлого. Окраинное море соответствует, по-видимому, «юной» стадии развития эвгеосинклинали, намного предшествующей моменту проявления складкообразовательных движений. Сужение же океанического пространства в результате субдукции океанической коры под вулканическую дугу не-

посредственно предшествует столкновению этой дуги с лежащей напротив континентальной окраиной. Так, например, тектогенез, который в поздней юре захватывает внутренние зоны югославских Динарид (рис. 6.10), по-видимому, является результатом субдукции океанической коры под богатую офиолитами аккреционную призму и вулканическую дугу Родопского континента. Внешние зоны геосинклинальной системы (например, пассивная окраина Апулийской плиты) не подвергаются тектонической переработке вплоть до момента коллизии.

Таким образом, *ранние тектонические движения*, которые захватывают наиболее внутренние области геосинклинальной

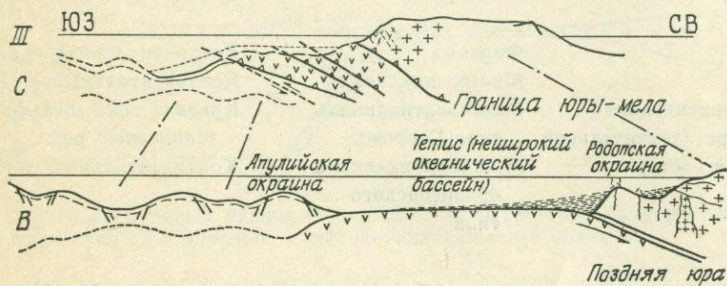


Рис. 6.10. Развитие палеоокеана в югославском секторе Динарид [57].

системы, легко могут быть объяснены теорией литосферных плит как результат субдукции эвгеосинклинального пространства под эвгеосинклинальный хребет (островную дугу). Плитная модель объясняет также миграцию тектогенеза в направлении от внутренних зон к внешним и вергенцию тектонических структур в сторону форланда.

д. Столкновение плит и эволюция геосинклиналей. Если следовать модели, основанной на теории литосферных плит, то надо будет признать, что в процессе столкновения плит должны последовательно проявляться два типа тектонических движений: горизонтальное сжатие и вертикальные движения.

Горизонтальное сжатие вызвано столкновением двух континентальных масс, по крайней мере одна из которых представляет собой активную окраину и отвечает главной фазе тектонических движений (параксизмальная тектоника). Независимо от степени деформации складчатый пояс сохраняет в структуре «память» о своем сложном развитии, связанном со сближением двух континентальных окраин, раздавливанием горных масс и пр. По отношению к сутурному шву в строении складчатых поясов намечается, в частности, определенная симметрия, которую геологи заметили задолго до того, как смогли проинтерпретировать ее с помощью актуалистической модели. Терминология, употребляемая геолога-

ми для описания этого явления, чрезвычайно показательна: «дивергентные» складчатые цепи, «двусторонние» орогены, «спаренные» пояса и т. д.

Вертикальные движения обусловлены процессом изостатического выравнивания и вызывают образование молассовых прогибов и разделяющих их горных хребтов. Геологи, занимающиеся структурной геологией, называют эти движения *тардитектоническими* (позднетектоническими. — Прим.

Таблица II. Геосинклинальные системы и современные океаны

Тип коры (фундамента)	Геосинклиналь	Аналог в пределах современных океанов
Континентальная кора (значительной мощности)	Форланд	Континентальная суша
	Миогеосинклиналь	Континентальный шельф
	Миогеоантиклиналь типа Гаврово	Краевая зона шельфа (барьерный риф)
	Миогеоантиклиналь бриансонского типа	Континентальный склон
Континентальная кора (утоненная)	Эвгеосинклиналь	Материковое подножие
Океаническая кора		Океанический бассейн (вместе с аккреционной призмой) или окраинное море
Континентальная кора или кора «переходного» типа	Эвгеосинклиналь	Островная дуга

перев.). Запрокидывание блоков кристаллического фундамента, связанное с дифференциальными движениями земной коры, может на этой стадии вызвать *соскальзывание осадочного покрова*. Это явление особенно характерно для внешних зон и главным образом для миогеосинклинальных отложений, которые, в силу удаленности от сутурного шва, в меньшей степени были затронуты параксизмальными движениями ранней фазы.

Таким образом, тектоника плит не только позволяет переосмыслить историю геосинклинального осадконакопления (разд. б, с. 141), но и весьма удовлетворительно объяснить тектоническую историю и структурную организацию складчатых поясов. Табл. II и рис. 6.11, которые в определенной степени обобщают изложенный материал, показывают, что геосинклинальные системы (так, как они понимаются геологами) могут быть сравнимы с современными океанами, имею-

щими сходное строение и морфологию. Следовательно, нет никакой надобности противопоставлять теорию литосферных плит теории геосинклиналей: обе описывают, по существу, одни и те же явления и процессы, только используют для этого различную терминологию. Но для того, чтобы провести полную аналогию между геосинклиналями и современными

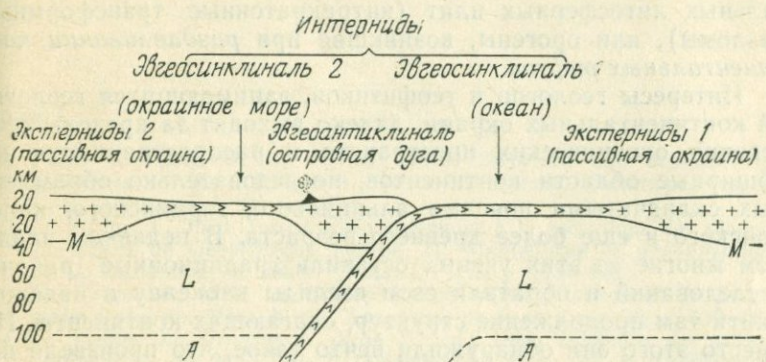


Рис. 6.11. Современный аналог геосинклинальной системы. Заметна неполная симметрия по отношению к звгеоантиклинальному поднятию.

океанами вместе с их континентальными окраинами, надо сделать два «дополнения»: а) офиолиты являются отторженцами коры океанов или окраинных морей; б) миогеоантиклинали бриансонского типа не являются поднятиями в морфологическом смысле, а скорее представляют собой древний континентальный склон с маломощным осадочным чехлом.

3. Заключение. Складчатые пояса зон субдукции и зон столкновения литосферных плит

Если горные цепи определять по наличию рельефа, то становится ясно, что только субдукция может привести к возникновению орогенов. Свидетельство тому — Андские Кордильеры. Тангенциальная тектоника в этом случае проявляется слабо и только в пределах аккреционной призмы (если она, конечно, существует). Воздымание и формирование под выступами рельефа корней гор, очевидно, являются следствием магматических процессов, вызванных к жизни субдукцией (именно отсюда пошло название «термический хребет», применяемое иногда для этого типа орогенов).

Складчатые цепи (геосинклинальные, в сущности говоря) возникли в результате столкновения континентальных плит или островных дуг. Геологи и геофизики выделили несколько типов (ранее уже упоминавшихся) складчатых поясов столкновения. Но начатая работа, связанная с переосмыслением истории осадконакопления и формирования структуры ороге-

нических областей на основе теории литосферных плит, еще далека от завершения. Начинание тем более деликатное, что кроме «коллизионных» и «субдукционных» складчатых цепей существуют орогены иного типа, которые мы не рассматривали в этой книге: например, орогены, развитие которых связано со сдвиговыми перемещениями на границе двух континентальных литосферных плит (интракратонные трансформные разломы), или орогены, возникшие при *раздавливании континентальных рифтов*.

Интересы геологов и геофизиков, занимающихся геологией континентальных окраин, далеко выходят за пределы собственно океанических пространств и распространяются на обширные области континентов, последовательно обрамленных складчатыми поясами альпийского, герцинского, каледонского и еще более древнего возраста. В недавнем прошлом многие из этих ученых оставили традиционные районы исследований и обратили свои взгляды к океану в надежде найти там продолжение структур, слагающих континенты. Но вместо этого они обнаружили нечто такое, что произвело переворот во всей геологической науке. Отныне науки о Земле обогащены новой теорией, колыбелью которой является океан, а морские геологи и геофизики с помощью своих сухопутных коллег ищут на континентах следы исчезнувших древних океанических пространств. «Палеоокеанология» непременно станет одной из ведущих геологических дисциплин ближайшего десятилетия.

(Литература — см. с. 151)

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Глава 1

1. *Fuchs K., Bott M. H. P.*, ed., 1979. Structure and compositional variations of the lithosphere and asthenosphere, *Tectonophysics*, 56, 1—2, special issue, 201 p.
2. *Le Pichon X.*, 1973. Introduction sommaire à la tectonique des plaques, In: *Traité de Géophysique interne*, II: Magnétisme et géodynamique, par J. Coulomb et G. Jobert, Masson, Paris, p. 403—448.
3. *Le Pichon X.*, 1980. La lithosphère océanique: fondement de la tectonique globale, *Mém. h. sér. Soc. Géol. de France*, no. 10, p. 339—350.
4. *Le Pichon X., Debyser J., Vine F.*, éd., 1981. Géologie des océans, Colloque C4 du 26^e C. G. I. *Oceanologica Acta*, vol. 4 (supplément).
5. *Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.*, 1973. Plate tectonics, *Development in Geotectonics* 6, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 300 p.
6. *Le Pichon X., Pautot G.*, 1976. Le fond des océans, Presses Universitaires de France, Collection Que sais-je, Paris, 125 p.
7. *Perrier G.* 1973. La croûte terrestre, In: *Traité de Géophysique interne*, I: Séismologie et pesanteur, par J. Coulomb et G. Jobert, Masson, Paris, p. 229—281.
8. *Souriau A.*, 1981. Le manteau supérieur sous la France, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XXIII, p. 65—81.
9. *Tatwani M., Harrison C. G., Hayes D. E.*, éd., 1979. Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Ocean crust, *Maurice Ewing Series* 2, American Geophysical Union, Washington, D. C., 437 p.
10. *Toksoz M. N., Uyeda S., Francheteau J.*, 1980. Oceanic ridges and arcs, *Geodynamic processes, Developments in geodynamics* 14, selected papers from *Tectonophysics*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 538 p.
11. La dérive des continents, la tectonique des plaques, *Articles extraits de Scientific American et de Pour la Science*, Belin, édit., 1979, 216 p.

Глава 2

12. *Beaumont C.*, 1978. The evolution of sedimentary basin on a viscoelastic lithosphere: theory and examples, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, p. 471—498.
13. *Bott M. H. P.*, éd., 1976. Sedimentary basins of continental margins and craton, *Development in Geotectonics* 12, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 314 p.
14. *Illies J. H.*, éd., 1981. Mechanism of graben formation, *Developments in geotectonics*, 17, Elsevier Scient. Publ. Comp., Amsterdam, 1981, 266 p.
15. *Jarvis G. T., McKenzie D. P.*, 1980. Sedimentary basin formation with finite extension rates, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 48, p. 42—52.
16. *Kent P., Laughton A. S., Roberts D. G., Jones W. E.*, ed., 1980. The evolution of passive continental margins in the light of recent deep drilling results, London, The Royal Society, 208 p.

17. *Le Pichon X., Sibuet J. C.*, 1981. Passive margins: a model of formation, *Journ. of Geophys. Res.*, 86, B5, p. 3708—3720.
18. *McKenzie D.*, 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 40, p. 25—32.
19. *Parson B., Sclater J. C.*, 1977. An analysis of the variation of ocean bathymetry and heat flow with age, *Journ. of Geophysic. Res.*, 82, p. 803—827.
20. *Pomerol Ch., Babin C., Lancelot Y., Le Pichon X., Rat P.*, 1980. *Stratigraphie et paléogéographie: principes et méthodes*, Doin éd., Paris, 209 p.
21. *Ramberg I. B., Neumann E. R.*, éd., 1978. *Tectonics and geophysics of continental rifts*, Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 443 p.

Глава 3

22. *Burke C. A., Drake C. L.*, 1974. *The geology of continental margins*, Springer Verlag, New York, 1009 p.
23. *Mascle J.*, 1976. Le golfe de Guinée (Atlantique Sud): un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouvelle série, t. IV, no. 128, p. 1—104.
24. *Montadert L.*, 1982. Les marges continentales passives, *La Recherche*, 13, no. 124, p. 730—742.
25. *Talwani M., Hay W., Ryan W. B. F.*, éd., 1979. Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment, *Maurice Ewing Series 3*, American Geophysical Union, Washington D. C., 437 p.
26. *Vanney J. R.*, 1977. *Géomorphologie des plates-formes continentales*, Doin, Paris, 300 p.
27. *Watkins J. S., Montadert L., Wood-Dickerson N. P.*, éd., 1979. Geological and geophysical investigations of continental margins, *The Amer. Ass. of Petrol. Geologists, Mem. 29*, Tulsa, USA, 479 p.
28. Continental margins of Atlantic type, *Proc. of an Internat. Symp.*, Sao Paulo, 1976, *Anais da Academia brasileira de Ciecias*, vol. 48, suppl.
29. *Géologie des marges continentales*, Colloque C3 du 26e C. G. I., Paris, 1980. *Oceanologica Acta*, vol. 4, 1981 (suppl.), 294 p.
30. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, *Symposium organisé par l'I. F. P. et le C. N. E. X. O.*, Rueil-Malmaison, 14—16 décembre, 1970, *Coll. Colloques et Séminaires*, no. 22, 1971, 2 vol., Technip, Paris.

Глава 4

31. *Dickinson W. R., Seely D. R.*, 1979. Structure and stratigraphy of fore arc regions, *Amer. Ass. of Petrol. Geol. Bull.*, vol. 63, 1, p. 2—31.
32. *Legget J. K.*, ed., 1982. *Trench-Forearc Geology*, Geological Society of London, special publ., no. 10, Blackwell Scientific Publ., 576 p.
33. *Sigimura A., Uyeda S.*, 1973. Island arcs: Japan and its environs; Development in *Geotectonics 3*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 247 p.
34. *Sutton G. H., Mangani M. H., Moberly R., McAfee E. U.*, éd., 1976. The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin, *Amer. Geophys. Union*, Washington, 1 vol., 480 p.
35. *Talwani M., Pitman W. C.*, 1977. Island arcs deep sea trenches and back-arc basins, *Maurice Ewing*, serie 1, American Geophysical Union, Washington, D. C., 470 p.
36. *Uyeda S.*, ed., 1979. Processes at subduction zones, *Tectonophysics*, special issue, 57, 1, p. 1—94.
37. *Watkins J. S., Montadert L., Wood-Dickerson P.*, éd., 1979. Geological and geophysical investigations of continental margins, *The Amer. Ass. of Petrol. Geol., Mem. 29*, Tulsa, USA, 479 p.

38. Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, Symposium Internat. Nouméa (Nouvelle Calédonie), 27 août-2 septembre 1976, Technip., Paris, 413 p.
39. Géologie des marges continentales, Colloque C3 du 26e C. G. I., Paris, 1980, Oceanologica acta, vol. 4, 1981 (supplément), 294 p.

Глава 5

40. *Cawthorn R. C.*, 1977. Petrological aspects of the correlation between potash content of orogenic magmas and earthquake depth, *Mineral. Mag.*, vol. 41, p. 173—182
41. *Ernst W. G.*, 1974. Metamorphic and ancient continental margins, In *The Geology of continental margins*, C. A. Burke and C. L. Drake edit., Springer-Verlag, New-York, p. 907—919.
42. *Gill J. B.*, 1981. Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1981, 390 p.
43. *Girod M., Bailey D. K., Baker P. E., Fischer R. V., Maury R., Rocci M., Schmincke H., Upton B. G.*, 1978. Les roches volcaniques, Pétrologie et cadre structural, Doin éd., Paris, 239 p.
44. *Miyashiro A.*, 1972. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics, *Am. J. Sci.*, vol. 272, p. 629—656.
45. *Miyashiro A.*, 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, *Am. J. Sci.*, vol. 274, p. 321—355.
46. *Ringwood A. E.*, 1974. The petrological evolution of island arc systems, *J. Geol. Soc. London*, vol. 130, p. 183—204.
47. *Ringwood A. E.*, 1977. Petrogenesis in island arc systems, In *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, M. Talwani and W. C. Pitman, III edit., Maurice Ewing, serie 1, Amer. Geophys. Union, p. 311—324.
48. Volcanisme et phénomènes associés, *Rev. de Haute Auvergne*, no. special, t. 44, juillet-décembre 1974, p. 217—515.

Глава 6

49. *Aubouin J.*, 1965. *Geosynclines*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 335 p.
50. *Aubouin J.*, 1974. Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. XV, fasc. 5, p. 426—460.
51. *Dickinson W. R.*, 1974. Plate tectonics and sedimentation, In *Tectonics and sedimentation*, ed. W. R. Dickinson, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., no. 22, p. 4—18.
52. *Mattauer M.*, 1979. Les déformations de l'écorce terrestre, Hermann éd., Paris, 493 p., 2e édition.
53. Histoire structurale des bassins méditerranéens, *Symp. Internat. Split (Yougoslavie)*, 25—29 octobre 1976, Technip, Paris, 1977, 448 p.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К РИСУНКАМ

54. *Aubouin J.*, 1965. *Geosynclines*, Development in Geotectonics 1, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 335 p.
55. *Barazangi M., Isacks B.*, 1971. Lateral variations of seismic-waves attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga Island arc: deep anomaly in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 8493—8516.
56. *Berberi F.*, 1974. Volcanisme et tectonique des plaques, In *Volcanisme et phénomènes associés*, Journées d'Aurillac, 15 et 16 mai 1974. *Rev. Haute Auvergne*, t. 44, p. 235—276.
57. *Blanchet R.*, 1976. Bassins marginaux et Téthys alpine: de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides, In *Histoire*

- structurale des bassins méditerranées, Symp. Internat. Split (Yougoslavie), 25—29 octobre 1976, Technip, Paris, p. 47—72.
58. Bourcart J., 1959. Morphologie du précontinent, des Pyrénées à la Sardaigne, In La topographie et la géologie des profondeurs océaniques, 83e Coll. Internat. du CNRS, Nice-Villefranche, 5—12 mai 1958, p. 33—52.
 59. Boillot G., Dupeuble P. A., Hennequin-Marchand I., Lamboy M., Lepretre J. P., Musellec P., 1974. Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution structural de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins a l'Ouest et au Nord de la Péninsule ibérique, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), vol. XVI, fasc. 1, p. 75—86.
 60. Boillot G., Grimaud S., Mauffret A., Mougenot D., Kornprobst J., Mergoil-Daniel J., Torrent G., 1980. Ocean-continent boundary off the iberian margin: a serpentinite diapir west of the galicia bank, Earth and Planet. Sc. Letters, 48, p. 23—34.
 61. Coleman R. G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, J. Geophys. Res., 76, p. 1212—1222.
 62. Collot J. Y., Missegue F., 1977. Crustal structure between New Caledonia and the New-Hebrides, In Geodynamics in Southwest Pacific, Symp. Internat., Noumea (Nouvelle Calédonie), 27 août—2 septembre 1976, Technip, Paris, p. 135—143.
 63. Coulomb J., Jobert G., 1973. Traité de géophysique interne, Masson éd., Paris, 2 vol., 1250 p.
 64. Dewey J. F., Bird J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics, J. Geophys. Res., vol. 75, p. 2625—2647.
 65. Dickinson W. R., 1973. Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs, J. Geophys. Res., vol. 78, p. 3376—3398.
 66. Dubois R., 1976. La suture calabro-appenninique crétacé-éocène et l'ouverture tyrrhénienne néogène; étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale, Thèse de Doctorat ès-Sciences, CNRS no. 12692, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 3 vol., 567 p., 29 pl.
 67. Ernst W. G., 1974. Metamorphism and ancient continental margins, In The Geology of Continental Margins, ed. by C. A. Burke et C. L. Drake, Springer-Verlag, New York, p. 907—919.
 68. Estocade (Groupe), 1977. Étude par submersible des canyons des Stoechades et de Saint-Tropez, C. R. Acad. Sci., Paris, D, t. 284, p. 1631—1634.
 69. Fisher R. L., 1974. Pacific-type continental margins, In The Geology of Continental Margins, ed. by C. A. Burke et C. L. Drake, Springer-Verlag, New York, p. 25—42.
 70. Gennesseaux M., Vanney J. R., 1979. Cartes bathymétriques du bassin algéroprovençal, C. R. somm. Soc. Géol. Fr., 4, pp. 191—194.
 71. Hasegawa A., Umino N., Tagayi A., Suzuki Z., 1979. Double planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu (Japan), Tectonophysics, 57, p. 1—6.
 72. Hatherton T., 1974. Active continental margins and island arcs, In The Geology of Continental Margins, ed. by C. A. Burke et C. L. Drake, Springer-Verlag, New-York, p. 93—103.
 73. Hayes D. E., 1966. A geophysical interpretation of the Perou-Chile Trench, Marine Geol., vol. 4, p. 309—351.
 74. Hayes D. E., Ewing M., 1970. Pacific boundary structure, In The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas, vol. 4, part 2, ed. by A. E. Maxwell, Wiley, Interscience, New York, p. 29—72.
 75. Heezen B. C., Tharp M., 1961. Physiographic diagram of the South Atlantic ocean, Geol. Soc. America, New York.
 76. Heezen B. C., Tharp M., 1964. Physiographic diagram of the Indian ocean, Geol. Soc. America, New York.

77. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.*, 1959. The floor of the oceans, 1: The North Atlantic, Text to accompany the physiographic diagram of the North Atlantic, Geol. Soc. America, Spec. Pap., 65, 122 p.
78. *Hirlemann G.*, 1974. Block-faulting at a Rhine graben scarp and a comparable recent landslide structure at the korinthian graben, In Approaches to Taphrogenesis, ed. by J. H. Illies et K. Fuchs, Proceedings of an Internat. Rift Symp., Karlsruhe, 13—15 avril 1972, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 172—176.
79. *Hirn A.*, 1976. Sondages sismiques profonds en France, Bull. Soc. Geol. Fr., (7), vol. XVIII, fasc. 5, p. 1065—1071.
80. *Hirn A.*, 1980. Le cadre structural profond (de la France) d'après les profils sismiques, In Géologie de la France, Colloque C7 du 26e C. G. I., Mem. B. R. G. M., no. 107, pp. 34—39.
81. *Illies J. H.*, 1974. Introductory remarks, In Approaches to Taphrogenesis, ed. by J. H. Illies et K. Fuchs, Proceeding of an Internat. Rift Symp., Karlsruhe, 13—15 avril 1972, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 1—13.
82. *Isacks B. L., Barazangi M.*, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere, In Island arcs deep sea trenches and back-arc basins, ed. by M. Talwani, W. C. Pitman III, Maurice Ewing Symp., serie I, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., p. 99—114.
83. *Isacks B. L., Oliver J., Sykes L. R.*, 1968. Seismology and the new global tectonics, J. Geophys. Res., vol. 73, p. 5855—5899.
84. *Karig D. E., Sharman G. F., III*, 1975. Subduction and accretion in trenches, Geol. Soc. Am. Bull., vol. 86, p. 377—389.
84. *Karig D. E., Sharman G. F., III*, 1975. Subduction and accretion in Volcanisme et phénomènes associés, Journées d'Aurillac, 15 et 16 mai 1974, Rev. Haute Auvergne, t. 44, p. 313—355.
86. *Le Pichon X.*, 1973. Introduction sommaire à la tectonique des plaques, In Traité de Géophysique Interne, II: Magnétisme et Géodynamique, par J. Coulomb et G. Jobert, Masson éd., Paris, p. 403—448.
87. *Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.*, 1973. Plate tectonics, Development in Geotectonics, 6, Elsevier, Publishing Company, Amsterdam, 300 p.
88. *Lliboutry L.*, 1973. Isostasie, Propriétés rhéologiques du manteau supérieur, In Traité de géophysique interne, I, sismologie et pesanteur, par J. Colomb et G. Jobert, Masson éd., Paris, p. 473—506.
89. *Lowell J. D., Genik G. J.*, 1972. Sea-floor spreading and structural evolution of Southern Red Sea, Am. Ass. Petrol. Geologists Bull., vol. 56, p. 247—259.
90. *McKenzie D.*, 1978. Some remarks on the development of sediment basins, Earth and Planet. Sc. Letters, 40, p. 25—32.
91. *Miyashiro A.*, 1972. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics, Am. J. Sci., vol. 272, p. 629—656.
92. *Miyashiro A.*, 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, Am. J. Sci., vol. 274, p. 321—355.
93. *Montadert L., De Charpal O., Roberts D., Guennoc P., Sibuet J. C.*, 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes, In Maurice Ewing series 3, Amer. Geophysical Union, Washington, p. 154—186.
94. *Nielson D. R., Stoiber R. E.*, 1973. Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone, J. Geophys. Res., vol. 78, p. 6887—6892.
95. *Parga J. R.*, 1969. Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv, Geol. Rundschau, vol. 59, p. 323—336.

96. *Parson B., Sclater J.*, 1977. Analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *Journ. of Geophys. Res.*, 82, p. 803—827.
97. *Piper D. J. W., Von Huene R., Duncan J. R.*, 1973. Late quaternary sedimentation in the active eastern aleoutian trench, *Geology*, vol. 1 p. 19—22.
98. *Pitman III W. C.*, 1979. The effect of eustatic sea level changes on stratigraphic sequences at Atlantic margins, In *Geological and Geophysical investigations of continental margins*, Amer. Ass. of Petrol. Geologists, Mem. 29, p. 453—460.
99. *Press F.*, 1970. Regionalized Earth models, *J. Geophys. Res.*, vol. 75, p. 6575—6581.
100. *Rabinowitz Ph. D.*, 1974. The boundary between oceanic and continental crust in the Western-North Atlantic, In *The Geology of Continental Margins*, ed. by C. A. Burke et C. L. Drake, Springer-Verlag, New York, p. 67—84.
101. *Ringwood A. E.*, 1974. The petrological evolution of island arc systems, *J. Geol. Soc. London*, vol. 130, p. 183—204.
102. *Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L.*, 1971. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 7888—7915.
103. *Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G.*, 1974. Trench Slopes model, In *The Geology of Continental Margins*, ed. by C. A. Burke et C. L. Drake, Springer-Verlag, New York, p. 249—260.
104. *Sheridan R. E.*, 1976. Sedimentary basins of the Atlantic margin of North America, *Tectonophysics*, vol. 36, p. 113—132.
105. *Sleep N. H.*, 1971. Thermal effect of the formation of Atlantic continental margins by continental break up, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol. 24, p. 325—390.
106. *Sleep N. H., Snel N. S.*, 1976. Thermal contraction and flexure of mid continents and Atlantic marginal basins, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol. 45, p. 125—154.
107. *Sugimura A., Uyeda S.*, 1973. Island arcs: Japan and its environs, *Development in geotectonics 3*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 247 p.
108. *Tapponier P.*, 1977. Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIX, fasc. 3, p. 437—460.
109. *Treuil M., Varet J.*, 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), vol. XV, fasc. 5—6, p. 506—540.
110. *Turcotte D. L., Oxburgh E. R.*, 1972. Mantle convection and the new global tectonics, *Ann. Rev. Fluid-Mech.*, vol. 4, p. 33—68.
111. *Vail P. R., Mitchoum R. M., Thompson III*, 1977. Part 4: global cycles of relative changes of sea-level, In *Seismic stratigraphy, Applications to hydrocarbon exploration*, Am. Ass. of Petrol. Geol., Mem. 26, p. 83—98.
112. *Vine F. J.*, 1968. Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges, In *The history of the earth's crust*, ed. by R. A. Phinney, Princeton Univ. Press, p. 73—89.
113. *Walcott R. I.*, 1972. Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 1845—1848.
114. *Watts A. B., Steckler M. S.*, 1979. Subsidence and Eustasy at the continental margin of the eastern North America, *Maurice Ewing series 3*, Amer. Geophysical Union, Washington, p. 218—234.
115. *Willie P. J.*, 1971. *The dynamic earth*, Text book in Geoscience, J. Wiley and Sons ed., New York, 416 p.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Глава 1

- Lliboutry L.*, 1982. Tectonophysique et géodynamique. Masson, Paris, 339 p.
Kennett J., 1982 Marine Geology, Prentice-Hall, London, 813 p.
Scrutton R. A., Talwani M., ed., 192. The oceanfloor. J. Wiley and sons, New York, 318 p

Глава 2

- Doyle J., Pilkey O. H.*, ed., 1979. Geology of continental slopes. Soc. of econ. Paleontologists and Mineralogists, sp publ. no. 27, 374 p.
Kent P., Bott M. H. P., McKenzie D. P., Williams C. A., ed., 1982. The evolution of sedimentary basins. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, V. 305, pp. 1—338.

Глава 3

- Scrutton R. A.*, ed., 1982. Dynamics of passive margins, American Geophysical Union, Washington, USA, 200 p.
Stanley D. J., Morre G. T., ed., 1983. The shelfbreak: critical interface on continental margins, Soc. of Economic Pal. and Mineral. Special publ., no. 33, 467 p.
Watkins J. S., Drake C. L., ed., 1982. Studies in continental margin geology. The Amer. Ass. of Petrol. geologists, Mem. 34, Tulsa, USA, 806 p.
Von Rad V., Hinz K., Sarnthein M., Scibold E., 1982. Geology of the Northwest Continental Margin, Springer-Verlag, Berlin, 703 p.

Глава 4

- Hayes D. E.*, ed. 1980 et 1983. The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Island Part I and II. American Geophysical Union, Washington, 326 p
Watkins J. S., Drake C. L., ed., 1982. Studies in continental margin geology. The Amer. Ass. of Petrol. Geologists, Mem. 34, Tulsa, USA, 806 p.
Stanley D. D., Wezel F. C., ed., 1985. Geological evolution of the Mediterranean basin, Springer Verlag, Berlin
Boillot G., Lemoine M., Montadert L., Biju—Duval B., 1984. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, 352 p.
Hsü K. J., ed., 1983. Mountain building processes, Academic Press, London, 263 p.
Labesse B., ed., 1984. Des océans aux continents, Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XXVI, no. 3, pp. 325—568.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие переводчика	5
Предисловие (первое издание, 1979 г.)	7
<i>Глава 1.</i> Океаны и континенты: общие положения. Тектоника литосферных плит	8
<i>Глава 2.</i> Пассивные континентальные окраины. Геодинамика	31
<i>Глава 3.</i> Пассивные континентальные окраины. Структура и осадконакопление	53
<i>Глава 4.</i> Зоны субдукции: структура и морфология	82
<i>Глава 5.</i> Зоны субдукции: магматизм и метаморфизм	110
<i>Глава 6.</i> Столкновение континентальных плит и островных дуг. Формирование складчатых поясов. Континентальные окраины и геосинклинали	129
Литература	149

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Г. Буалло

ГЕОЛОГИЯ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Научный редактор Н. А. Никишина
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник В. Е. Карпов
Художественный редактор А. Я. Мусин
Технический редактор Н. И. Манохина
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 5293

Сдано в набор 16.10.84. Подписано к печати 07.03.85.
Формат 60×90^{1/2}. Бумага квяжурн. сыктывкар. Печать вы-
сокая. Гарнитура литературная. Объем 5,00 бум. л.
Усл. печ. л. 10,00. Усл. кр.-отт. 10,37 Уч. изд.
л. 9,67. Изд. № 5/3910. Тираж 1450 экз Зак. 442.
Цена 1 р. 50 к

ИЗДАТЕЛЬСТВО МИР

129820. ГСП Москва. И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Ленинградская типография № 2 головное предприятие
ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколо-
вой Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной
торговли. 198052, г. Ленинград, Л-52, Измайловский про-
спект, 29.

Издательство «Мир»

готовит к выпуску в 1985 г.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ
КОРРЕЛЯЦИЯ

Пер. с англ./Под ред. Дж. КУБИТТА и Р. РЕЙМЕНТА. —
24 л., ил. — В пер.: 3 р. 90 к.

Практически первое в геологической литературе обобщение материалов, посвященных различным аспектам применения математических методов и ЭВМ в стратиграфических исследованиях. Рассматриваются как теоретические основы, так и простые методики количественных расчетов, что позволяет использовать часть книги как практическое руководство для стратиграфов, особенно при проведении нефтепоисковых работ. Предлагаются новые методы анализа цикличности осадконакопления и алгоритмизации каротажных данных.

Для геологов-съемщиков и поисковиков, стратиграфов, литологов, нефтяников, студентов и преподавателей геологических специальностей.

Издательство «Мир»

готовит к выпуску в 1985 г.

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пер. с англ./Дж. МЕЙНАРД. — 21 л., ил. — В пер.: 3 р 40 к.

Обобщены обширные новые материалы по геохимии осадочных месторождений железа, меди, серебра, алюминия, никеля, марганца, урана, свинца, цинка, а также ряда вулканогенно-осадочных руд. Впервые освещены палеогеографические и литологические условия образования месторождений, что выгодно отличает книгу от аналогичных изданий, а также основные черты их геологии и минералогии. Достаточно полно и на современном уровне рассмотрены термодинамические параметры формирования руд и вмещающих пород.

Для геологов, преподавателей, аспирантов и студентов всех геологических специальностей.

ГЕОЛОГИЯ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

В книге Г. Буалло (Франция) дана характеристика различных аспектов геологии континентальных окраин с акцентом на общих закономерностях, геодинамике и моделях происходящих здесь процессов. Хотя значительная часть информации уже известна ученым, специально занимающимся этими вопросами, она разбросана по многочисленным журнальным статьям. Книга — первая в зарубежной литературе — синтезирует всю эту обширную информацию, причем в сжатом, легкодоступном, логично построенном и хорошо иллюстрированном тексте.

Для геологов всех специальностей, преподавателей и студентов геологических вузов.

4768



Издательство «Мир»

1 р. 50 к.